

李庆忠文集

寻找油气的物探理论与方法

第二分册 方法篇

李庆忠 编著

可视化的三维立体解释



中国海洋大学出版社
CHINA OCEAN UNIVERSITY PRESS

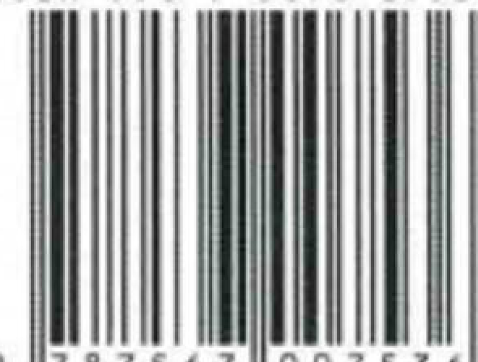


Selected Works of Li Qingzhong

Essential Theory and Method of Petroleum Geophysics

Volume Ⅱ Methodological Part

可控震源车在夜间搬迁


ISBN 978-7-5670-0753-6

9 787567 007536 >

定价：200.00元

责任编辑/乔　诚　封面设计/陈　龙　终　审/魏建功



李庆忠文集

寻找油气的物探理论与方法

第二分册 方法篇

李庆忠 编著


中国海洋大学出版社
CHINA OCEAN UNIVERSITY PRESS

本文集汇集了李庆忠院士从事石油勘探工作以来的主要研究成果，是他60年来经验及体会的总结。文集针对地震基础理论、各种地震信息的利用及物探方法的改进诸方面都进行了深入的探讨和详细的阐述，相信能对物探技术的发展有重要的指导意义。

本文集适合从事石油勘探的人员阅读，也可作为大专院校地质及地球物理专业师生重要的参考书。

图书在版编目(CIP)数据

寻找油气的物探理论与方法.第二分册，方法篇 / 李庆忠编著. —青岛：中国海洋大学出版社，2015.11

ISBN 978-7-5670-0753-6

Ⅰ.①寻… Ⅱ.①李… Ⅲ.①油气勘探—地球物理勘探—研究 Ⅳ.①P618.130.8

中国版本图书馆CIP数据核字(2014)第222847号

出版发行	中国海洋大学出版社		
社　　址	青岛市香港东路23号	邮政编码	266071
出 版 人	杨立敏		
网　　址	http://www.ouc-press.com		
订购电话	0532－82032573(传真)		
责任编辑	乔　诚	电　　话	0532－85901092
印　　刷	青岛国彩印刷有限公司		
版　　次	2015年12月第1版		
印　　次	2015年12月第1次印刷		
成品尺寸	210 mm×285 mm		
印　　张	29.5		
字　　数	912千字		
定　　价	200.00元		



目录

Contents

全部三个分册的目录及大纲见第一分册，文集的“编者的话”及“自序”也可在第一分册里找到。

文章编号 201

东辛油田地震勘探历程

——一个复杂断块构造的三维地震解释实例



1978 年 10 月新中国派出第一个物探专业代表团赴美参加 SEG 旧金山年会，我作为代表在会上做了这个报告，得到与会专家的长时间掌声，为我国争得了荣誉。

许多 SEG 的同仁看到我国在遭到长期技术封锁的情况下，在三维地震勘探方面还能独立自主地走在世界前列，表示出极大的兴趣。Chevron 石油公司，Columbia 大学马上邀请我去他们那里做报告。SEG 学会的《Geophysics》杂志总编 Dominico 在酒会上向我诚意邀约投稿，要争取早日发表此文。回国后，我整理好了英文稿件，报到外事处批，结果没有下文。于是我只好向科学院的《地球物理学报》投稿发表了此文。

此文 1979 年 4 月发表于《地球物理学报》第 2 期，作者李庆忠、俞寿朋、刘雯林、刘成正等。

摘　要

东辛油田是一个典型的复杂断块构造。在这个油田上，地震精查的方法在搞清断裂系统方面，取得了较好的成效。本文简述了在该油田早期所采用的一套三维地震解释（立体归位）方法，其中有些方法对当前搞三维地震勘探及断层面的地质解释方面都还有着参考价值。近年来，又用数字地震方法，在此浅层的复杂构造的下面，发现了比较简单的深层构造，在几张附图中展示了深浅层构造之间的关系。

引　言

东辛油田位于中国东部，黄河入海口附近，长约 20 km，宽约 8 km。由东营和辛镇两个构造所组成（图 1）。它以其独特的复杂断块构造而著称。1960 年通过少量的地震剖面发现了两个隆起构造，1961—1962 年经钻探肯定了它们的含油性，地震工作立即开始转入详查。在这 150 km^2 的范围内，下第三系地层中断层数目极多，它们都是正断层。油藏受断层控制，油气多富集于断层附近（图 2）。因此，勘探过程中首先要准确查明断层的位置。

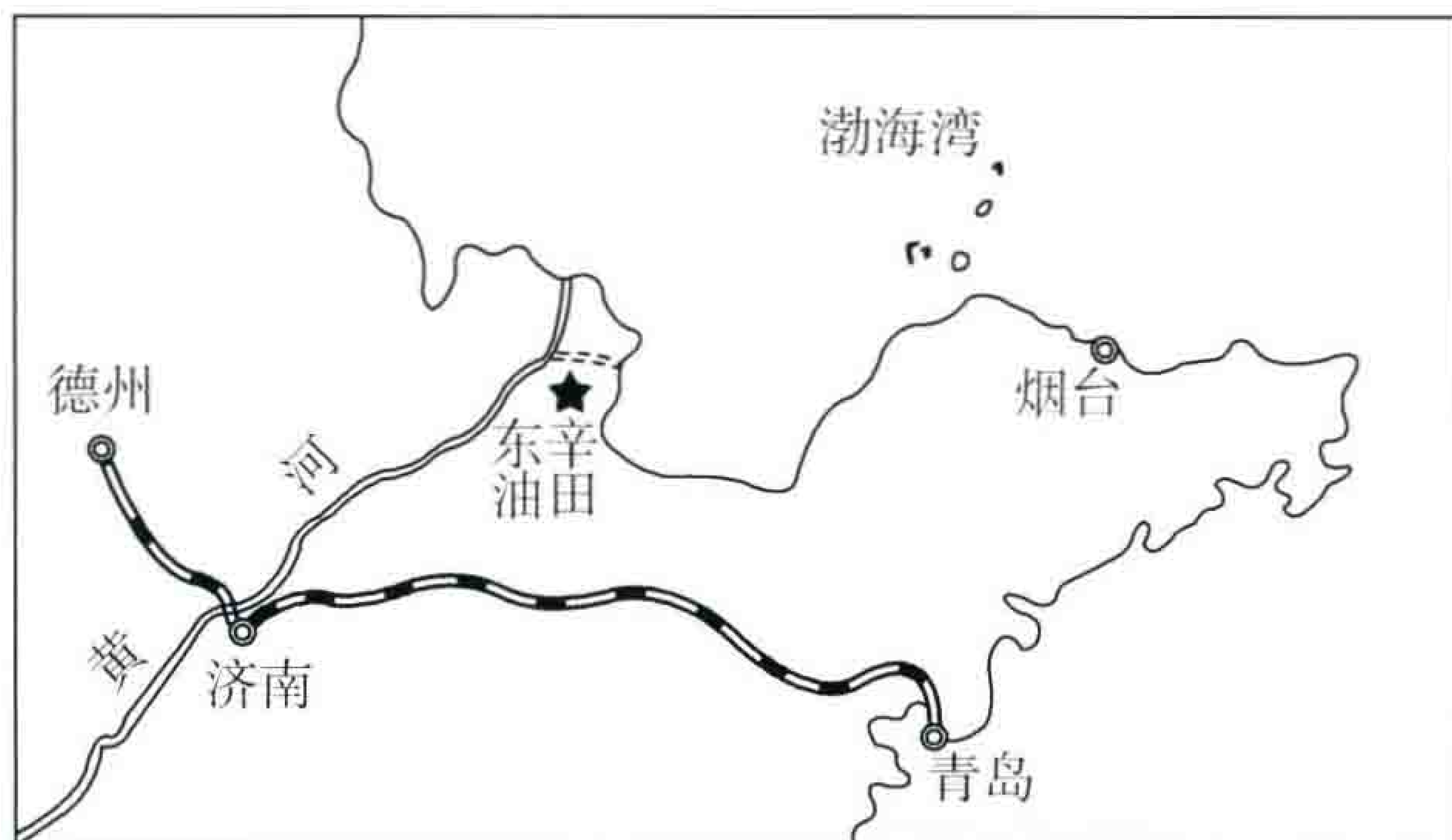


图 1　东辛油田位置图

由于没有解决地震勘探断层的方法，早期的详查工作所得的成果不能满足勘探的需要。通过几年不断地摸索与试验，地震勘探在查明断层方面才取得较明显的效果。

一、普查、详查、精查三个时期的构造图及其地质效果

这里展示了三张构造图。第一张图完成于1960年(图3),它是普查阶段的成果。当时完成的地震剖面(在图幅内)约90 km,测线距离2～3 km。结果发现了东营构造(当时画成圆形穹隆)和辛镇构造(半边鼻状构造),成功地部署了第一口发现井,打开了本区找油的新局面,但图3只绘出了两条断层,对断层的了解极为粗浅,而且现在看来位置也不太准确。第二反射标准层的深度(相当于渐新统上部生物灰岩顶)经后来钻探的30口井检验,深层误差平均为98 m,最大误差为470 m。

第二张图是1963年完成的(图4)。在此期间又做了详查测线380 km,使南北向主测线距离达到1 km,累计地震工作量为470 km。发现有断层16条,其中东营构造南翼的大断层已有所反映,位置是对的,但由于当时对缓断层面还没有认识,把一条大断层解释成两条。北部大断层位置误差较大,达500 m。辛镇构造已经基本认出8条东西向的断层,这是本区地震解释断层的良好开端,但精度还是较差。据后来打的32口井统计,平均深度误差50 m,最大165 m。

第三张图是1966—1969年分期完成的(图5),在三年内,边试验边生产,共计完成地震精查测线1180 km。面积组合及自控器的合理使用改进了记录,而且使用了一套300 m边长的小三角测网,使三维地震解释成为可能,从而地下的断裂系统搞得比较接近实际。共发现断层198条,划分出断块174块。其中较重要的含油富集块的边界断层都为后来钻井资料所证实。此图在后来勘探工作中被证明是很有价值的。据此图成图后所打的66口井统计,第二标准层的深度误差平均为15 m,断点的平面位置误差平均约150 m。

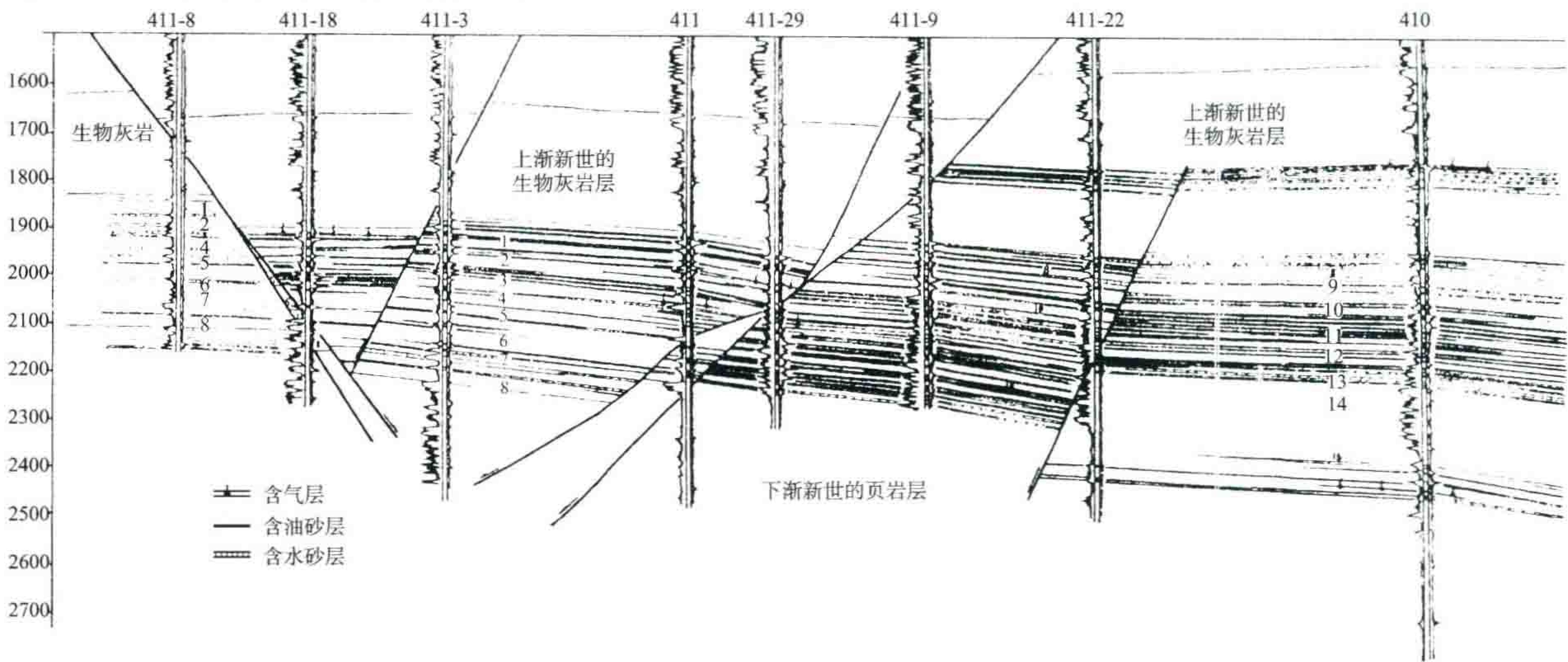


图2 油藏受断层控制,油气多富集于断层附近

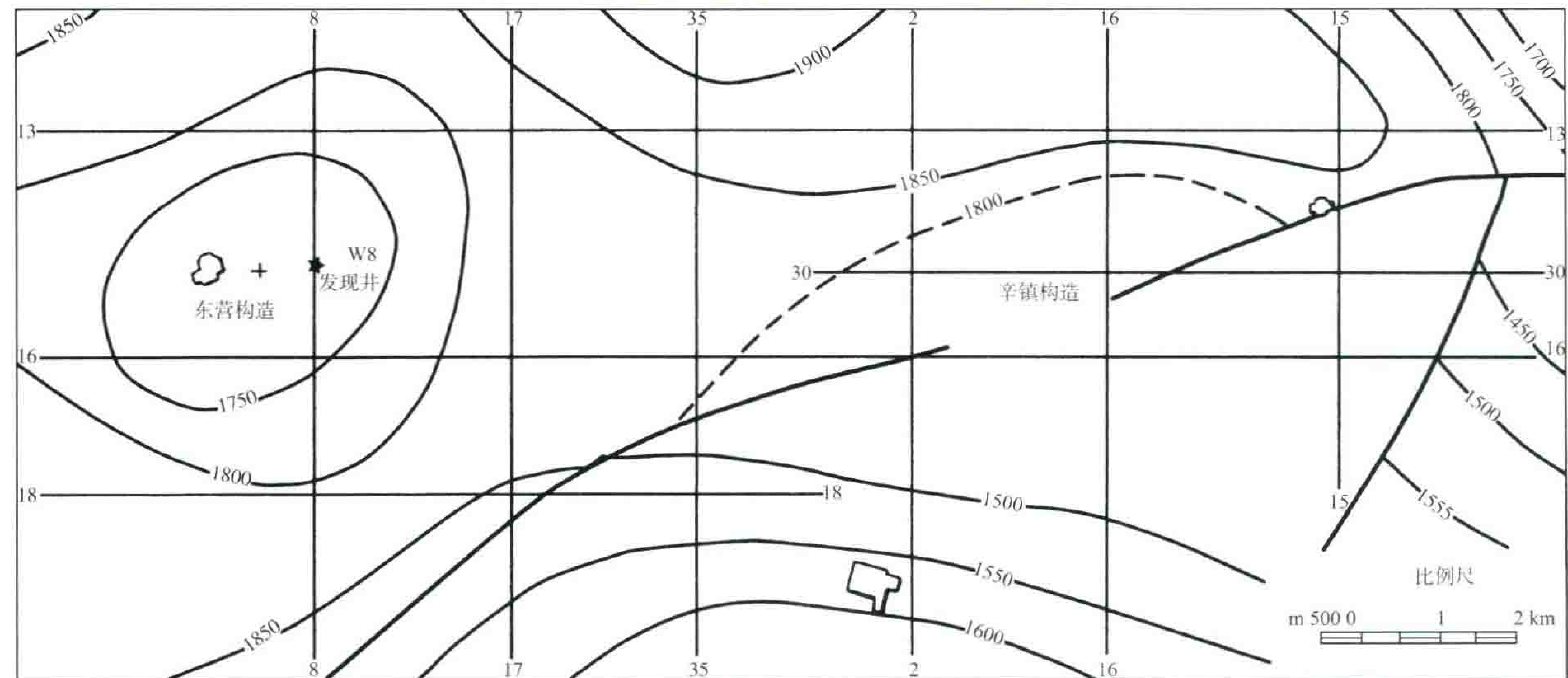


图3 1960年第二标准层构造图

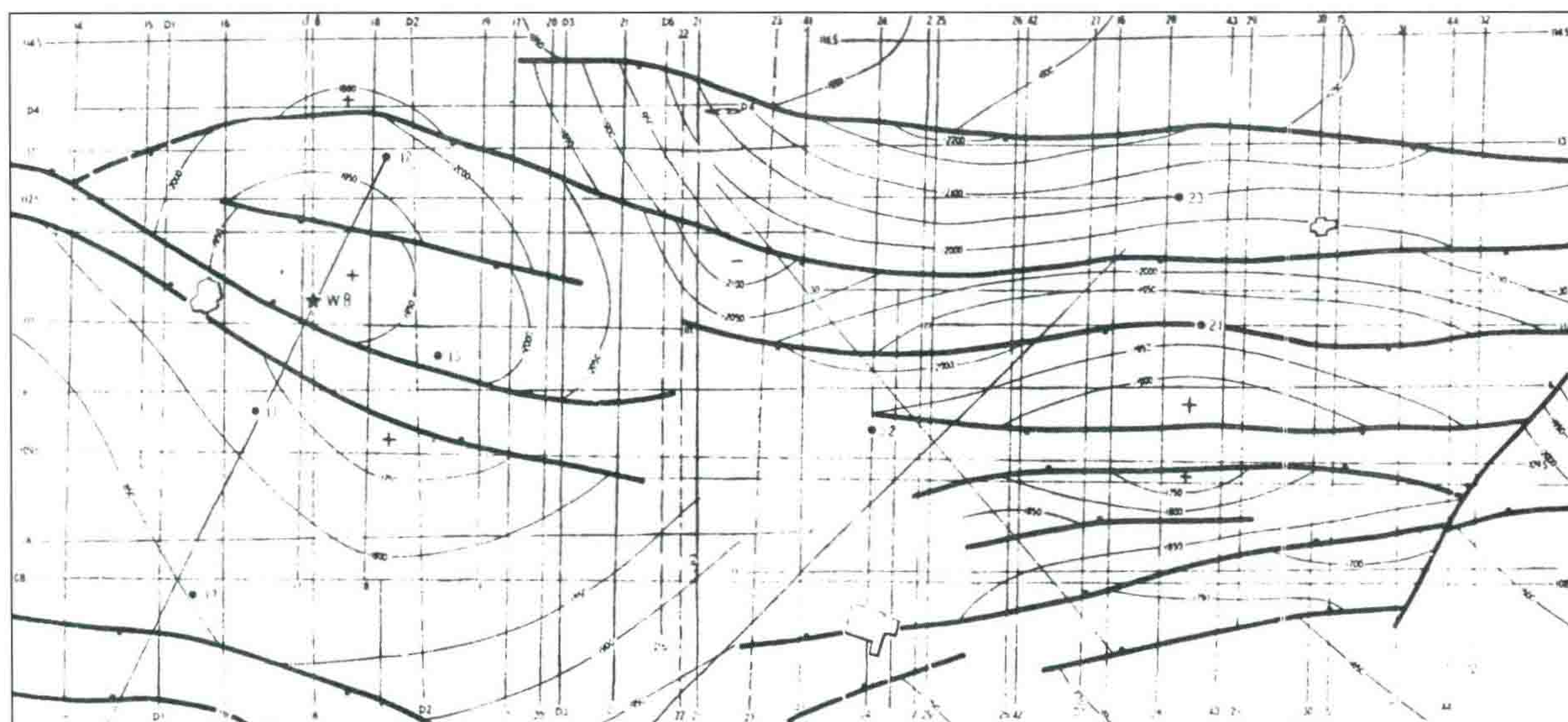


图 4　1963 年第二标准层构造图

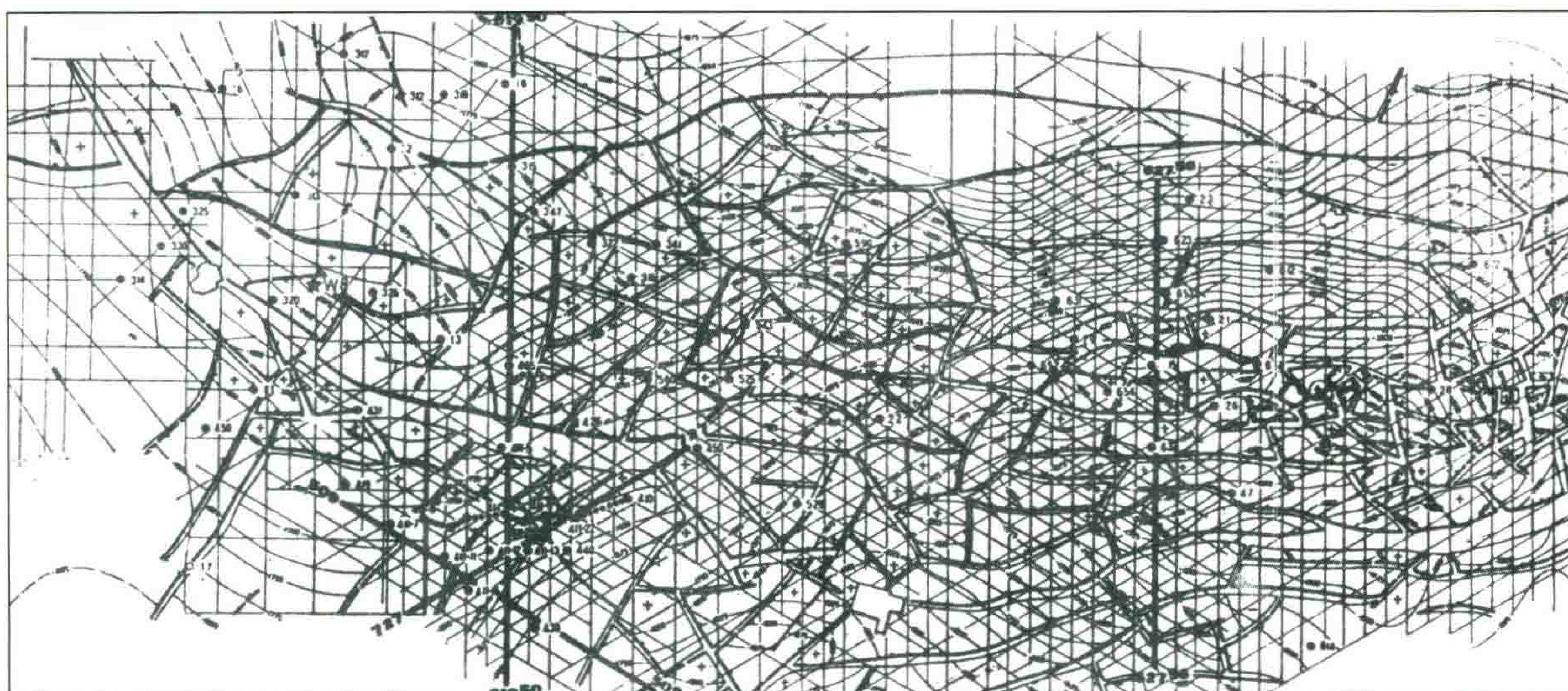


图 5　1966—1969 年第二标准层构造图

二、精查断层取得良好效果的方法及措施

（一）在野外测网布置方面采用了一套三个方向的较严密的小三角形测网

如图 5 所示，它对不同走向的断层都有较好的适应性。测线距为 260 m，三角形边长为 300 m，每个交点也是三个方向测线上的发炮点。这样做是为了从三个方向立体解释反射面和断层面。观测系统是 600 m 排列中间发炮的连续单次剖面。野外采用 6～8 个检波器面积组合，室内采用 3～6 道的混波，使用的仪器是国产 DZ571 光点记录仪和国产的模拟磁带记录仪 DZ661 型，记录质量一般较好。

（二）改进了记录对比方法和断层解释方法

在这三年中地震剖面的地质解释效果有了明显的提高。从图 6 及图 7 可以看出，1968 年的剖面较 1964 年的有很大改进，主要在于：① 1964 年的野外记录信噪比较低；② 记录对比方法上，1968 年有了较高水平；③ 认识到本区的断层面倾角较平缓，在 1964 年都错误地解释成几乎直立的断层。

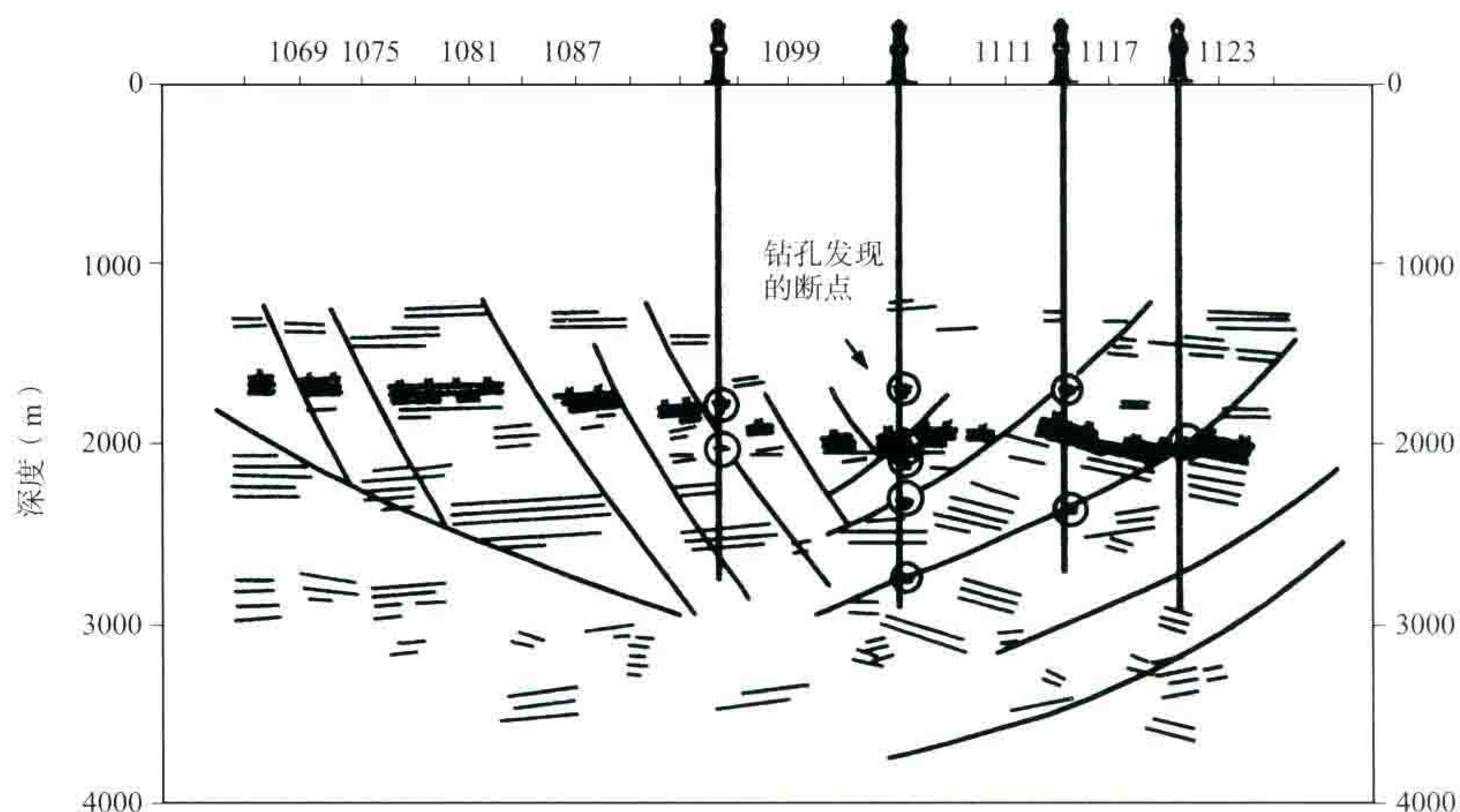


图 6 1968 年 627.56 测线深度剖面

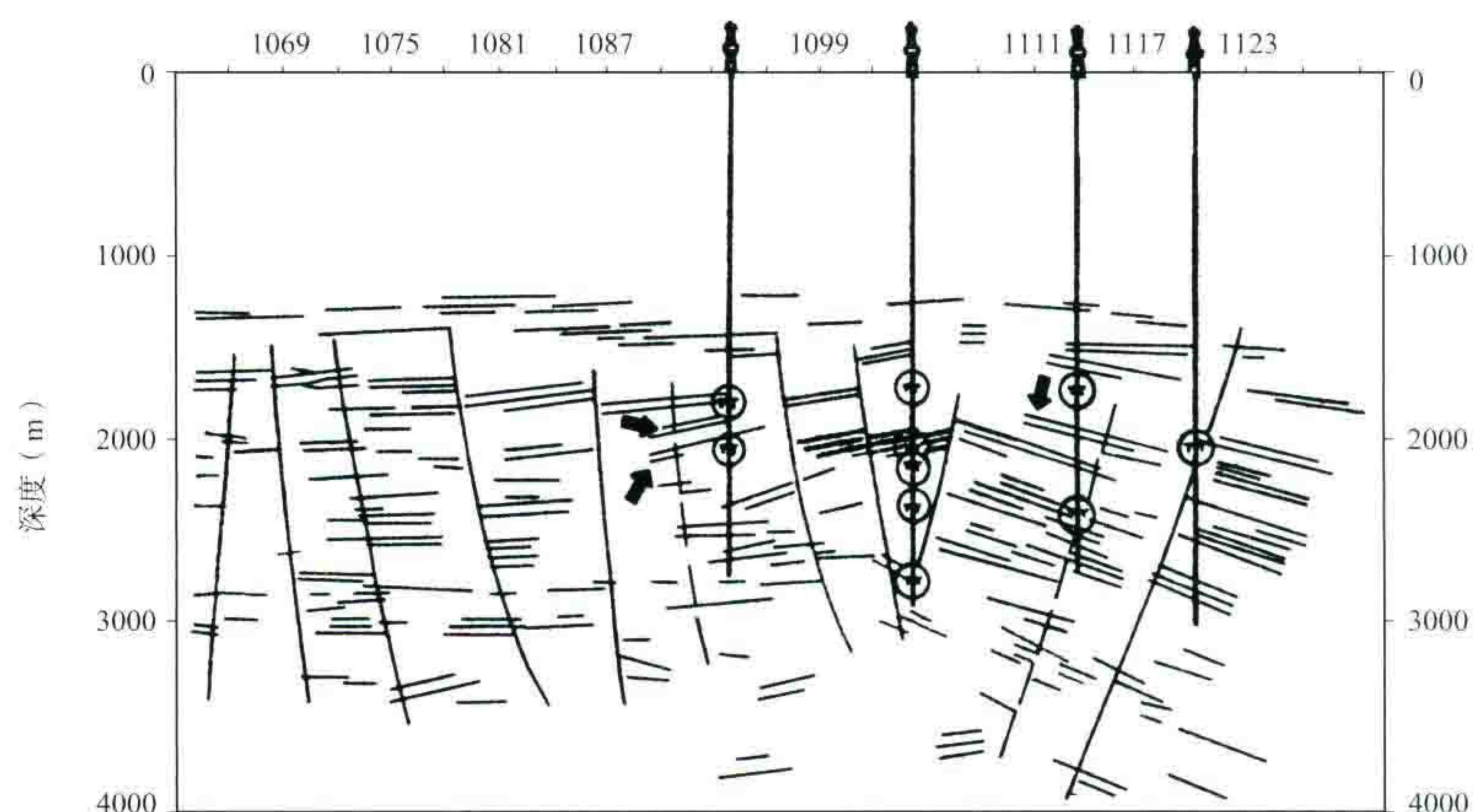


图 7 1964 年 627.5 测线深度剖面

(三)认识和利用了一些异常波及振幅屏蔽现象

图 8 为 1967 年 619.50 测线深度剖面,在解释剖面图中,已发现了来自断层面的反射波(图幅北部)和断面漫射波(图幅南部)。在图 6 里对比者认识了绕射波并将其正确归位到断层棱上,而原来在图 7 里把反射波的绕射段对比过长(图 7 中打箭头处),造成断层面解释的困难。断层面在某些地段会造成能量的屏蔽现象,这种现象是在断层面上由局部全反射现象所引起,在 1965 年前误认为有直立的断层存在也是与此有关的。这种屏蔽现象都产生在一个强反射波(1800~2000 m 深度上)的大落差中断点的正下方(后来这里做了覆盖,这种能量屏蔽现象有极大改善)。

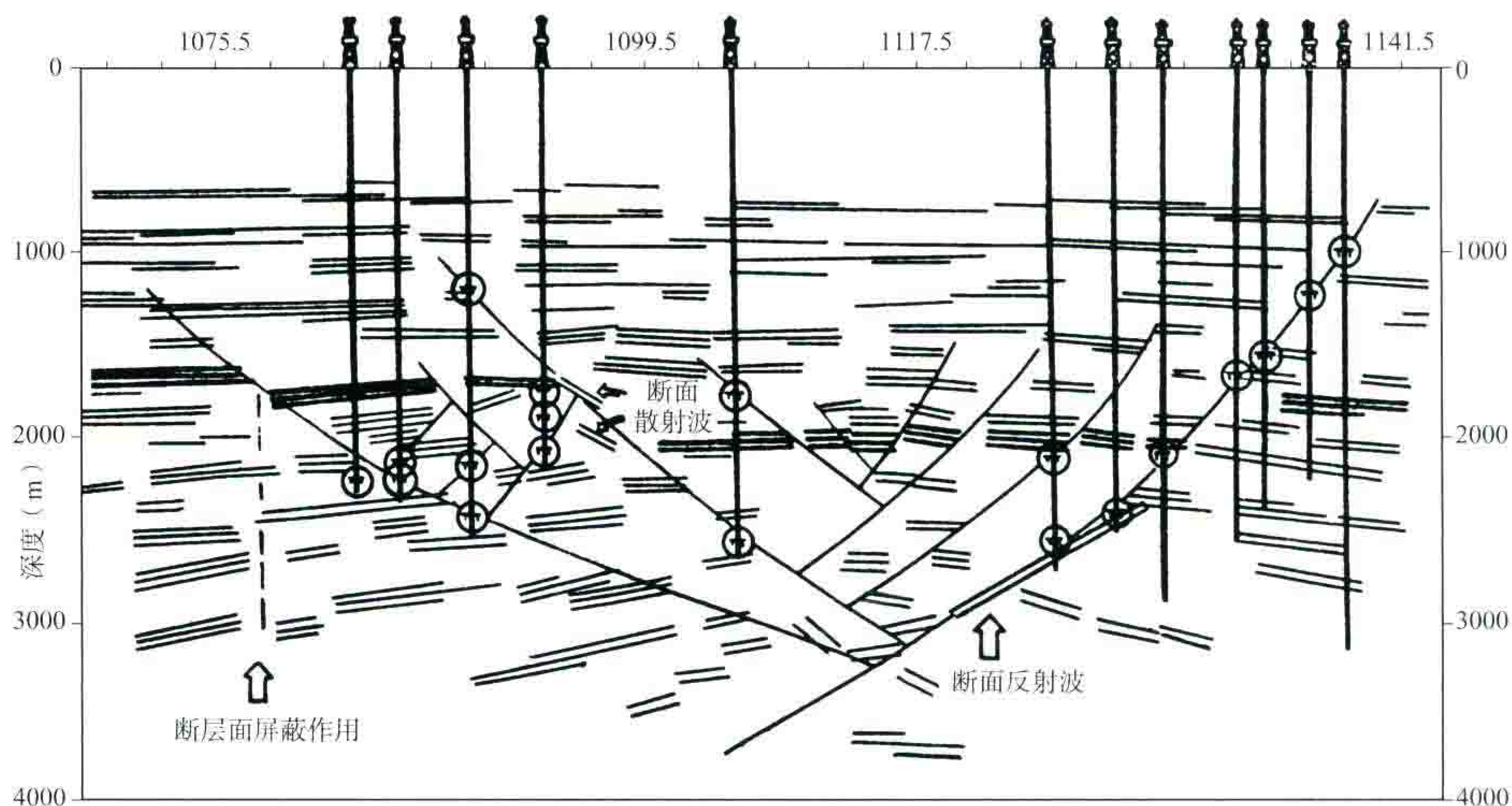


图 8 1967 年 619.50 测线深度剖面

(四) 做了断层面闭合

过去解释断层时经常是忽视了断层面的空间闭合问题，例如解释者孤立地就单张剖面图解释断层，这就往往造成如下现象：① 相邻的测线上同一断层的倾角有陡有缓，或断层的位置前后错动，没有规律。② 出现断层面在空间上的不合理性，即交点上同一反射界面在不同方向的测线上，有时被划在上升盘，有时被划在同一断层的下降盘，自相矛盾。这种矛盾在未做“断面闭合”工作之前往往是无法发现的。所谓“断面闭合”，就是要求在不同的方向测线上，断层面必须从被解释断层之上升盘反射段与下降盘反射段之间通过。图 9 是这种闭合关系的说明。一般先从断层较清楚的 601、602、603 测线出发解释好断层线，并试作断层面平面等高线图，修改个别测线上的不合理现象，然后根据交点闭合到 500 测线及 700 测线上去。例如，图 9(e)中 500 测线的断层面必须在 b 与 c 之间、f 与 g 之间及 m 与 o 之间通过，断面是十分平缓的。同样 700 测线中闭合断面的过程也是进一步检查 601～603 测线解释断面的合理性的一个佐证。这就是二维归位深度剖面上的断层面闭合方法。如果所用剖面是未偏移的时间剖面，则断层线的解释将会更复杂。如果所用剖面是三维归位的深度剖面(或时间剖面)，则只需要直接在交点上闭合断面深度(或相当的时间)就可以了。

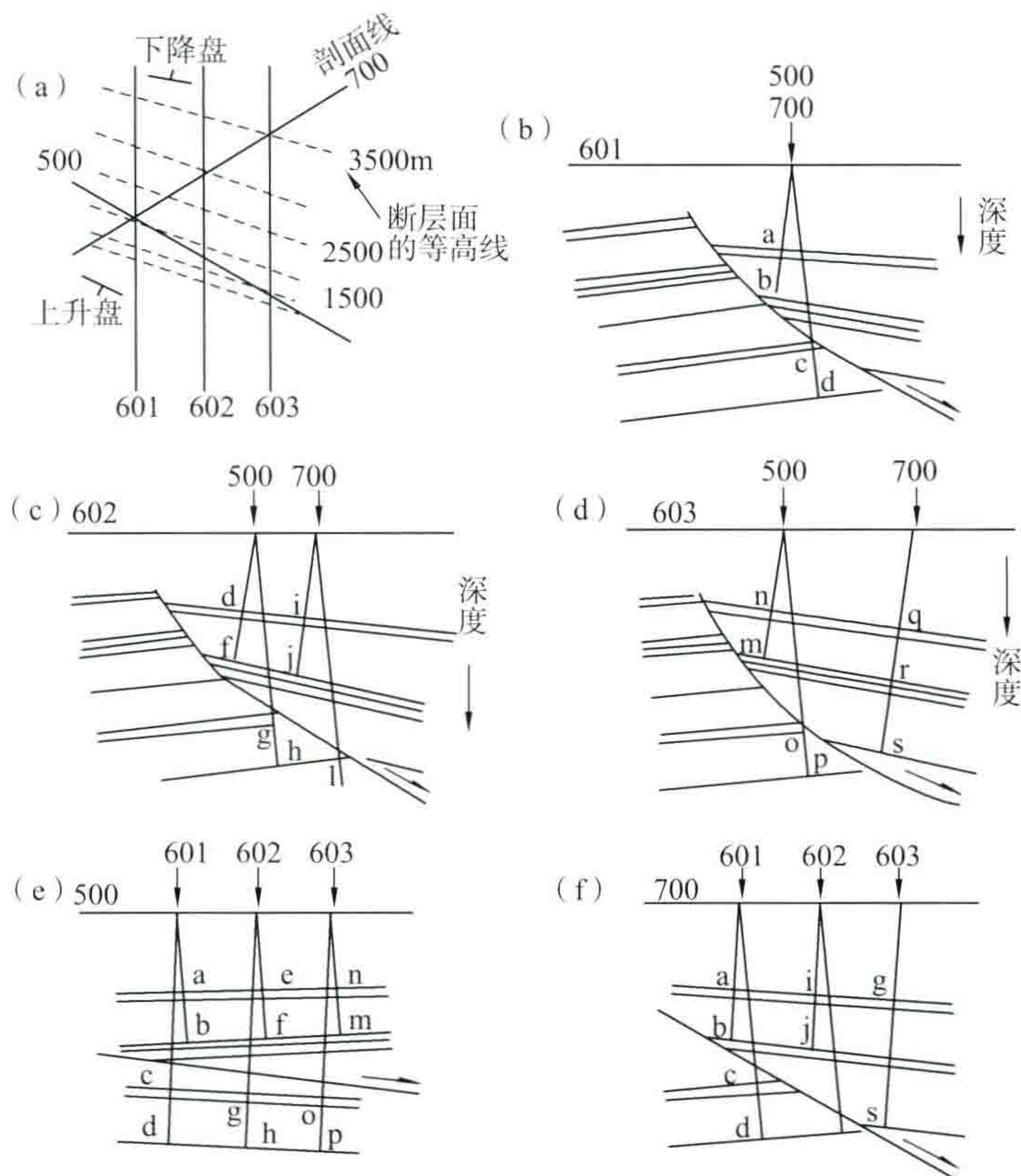


图 9　断层面空间闭合检查的概念

(五) 用手工方法完成了三维归位工作

野外的小三角网测线使我们能够对每个反射波都正确地求得它的空间位置和产状。三个方向上倾斜时差(即单位长度上某同相轴的倾斜时差)分量 Δt_1、Δt_2、Δt_3 与总向量 ΔT 之间的关系，必须满足

$$\Delta T \cdot \cos\theta_i = \Delta t_i \qquad (i=1,2,3)$$

因此，已知 Δt_1、Δt_2、Δt_3，就可以用图解法交会得到 ΔT 的大小及方位。交会的三角形愈小，说明对比的可靠性愈大(图 10)。此外，对两组波干涉的记录也可以分辨出哪组波是同一个波。

这种交会检验的方法，实际上也是检查记录对比的一种较好的手段，常常可以避免解释原来对比中的

错误。得不到交点的波往往不是正常的反射波。

有了总向量 ΔT 以后，总的空间偏移量也就知道了。并且就可以知道每条测线中每个反射波的侧向倾斜时差 δt_i。

$$\delta t_i = \Delta T \cdot \sin\theta_i \qquad (i=1,2,3)$$

根据反射时 t_0 及 δt_i，查偏移图版即可知道侧向偏移量 Δy，利用这个侧向偏移量，就可以对反射段实现三维归位。

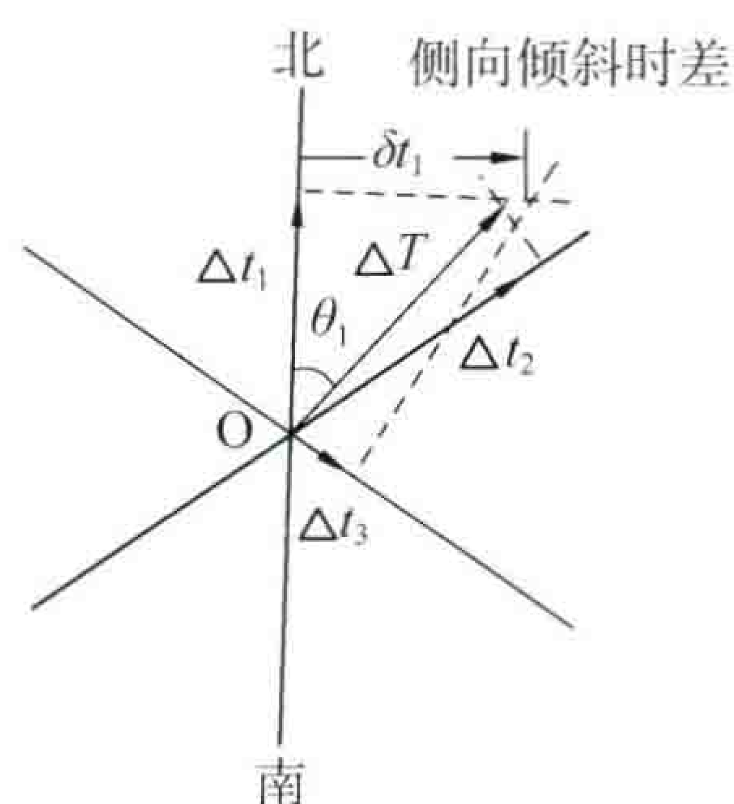


图 10 Δt_i 示意图

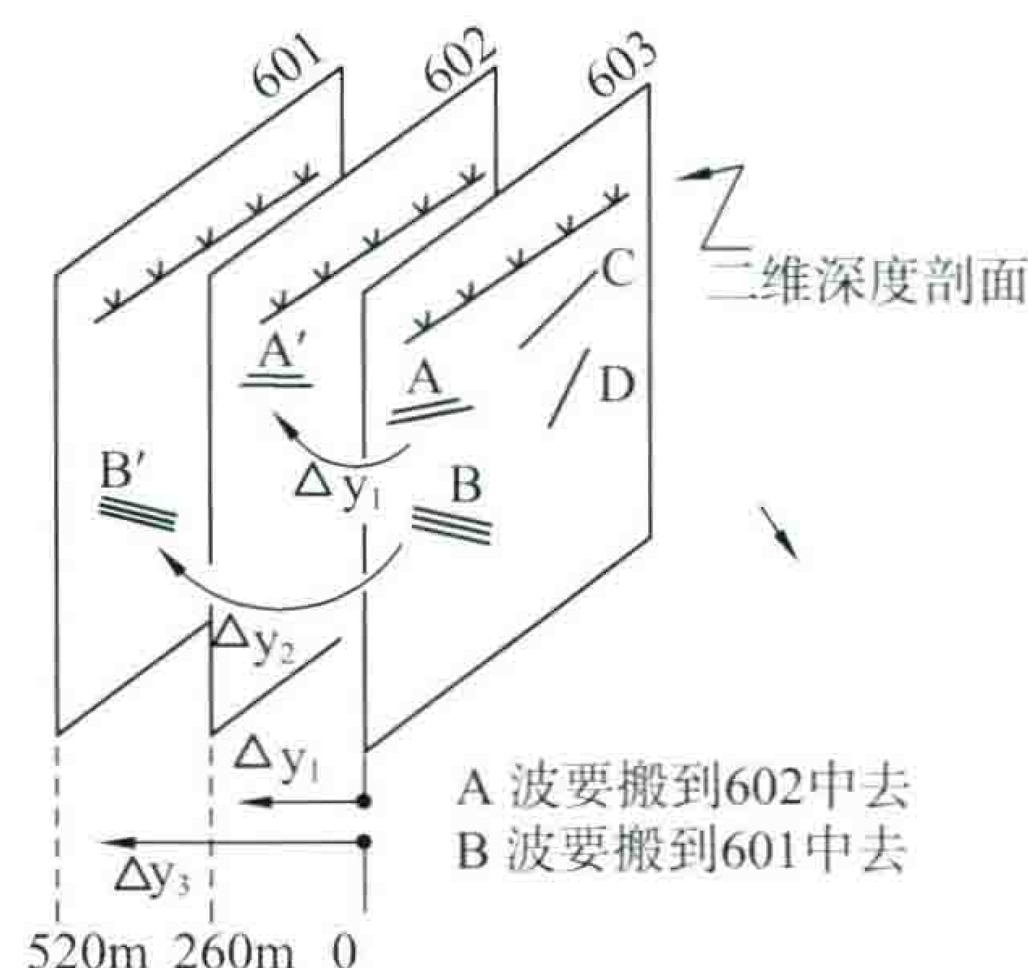


图 11 归位重排剖面示意图

东辛油田上的三维归位方法是将一系列的二维深度剖面上的反射段一个个按其侧向偏移量 Δy 搬到它应该去的那条剖面上去（Δy 接近哪一条测线就搬到哪一条去，如图 11 所示）。在搬进新剖面之前，要对其做一个深度校正（搬过以后，深度变浅）。

深度校正量 $\Delta Z=-R(1-\cos\varnothing^*)$，$\varnothing^*=2\arctan\left[e^{\frac{1}{2}V_0Kt_0}\cdot\tan\left(\frac{1}{2}\arcsin\frac{V_0\cdot\delta t_i}{L}\right)\right]$。式中 R 为曲射线等时圆半径，$\varnothing^*$ 为垂直于测线方向的视倾角，V_0 及 K 为地表速度和速度垂直梯度，地层速度 $V=V_0(1+KZ)$，Z 为垂直深度，L 为计算时差 Δt_i 的排列长度，δt_i 为侧向倾斜时差。

实际上深度校正采用一种事先计算好的图版，直接查 ΔZ。

搬到新剖面以后，在每个反射段上，用符号表示出它是来自何方。因此这样的剖面还可以看出反射段的侧向倾角。当所有反射段都三维归位后，就得到一系列的三维归位剖面图，这就是我们的最终成果剖面。

三、三维空间归位剖面图在地质解释中的优越性

三维空间归位剖面图有如下优越性。

(1) 这样的剖面是真正的垂直剖面，反射段的空间位置得到正确的反映，因而避免了过去二维深度剖面上的各种侧面来的波的干扰，例如图 12，727 测线中三口井中遇到的断点在三维归位剖面中与②号断层符合得很好，但是在二维的 727 剖面中（图 13），钻井的断点位于一组完整的反射段中，无法正确解释，实际上这组反射段是需要搬走的。

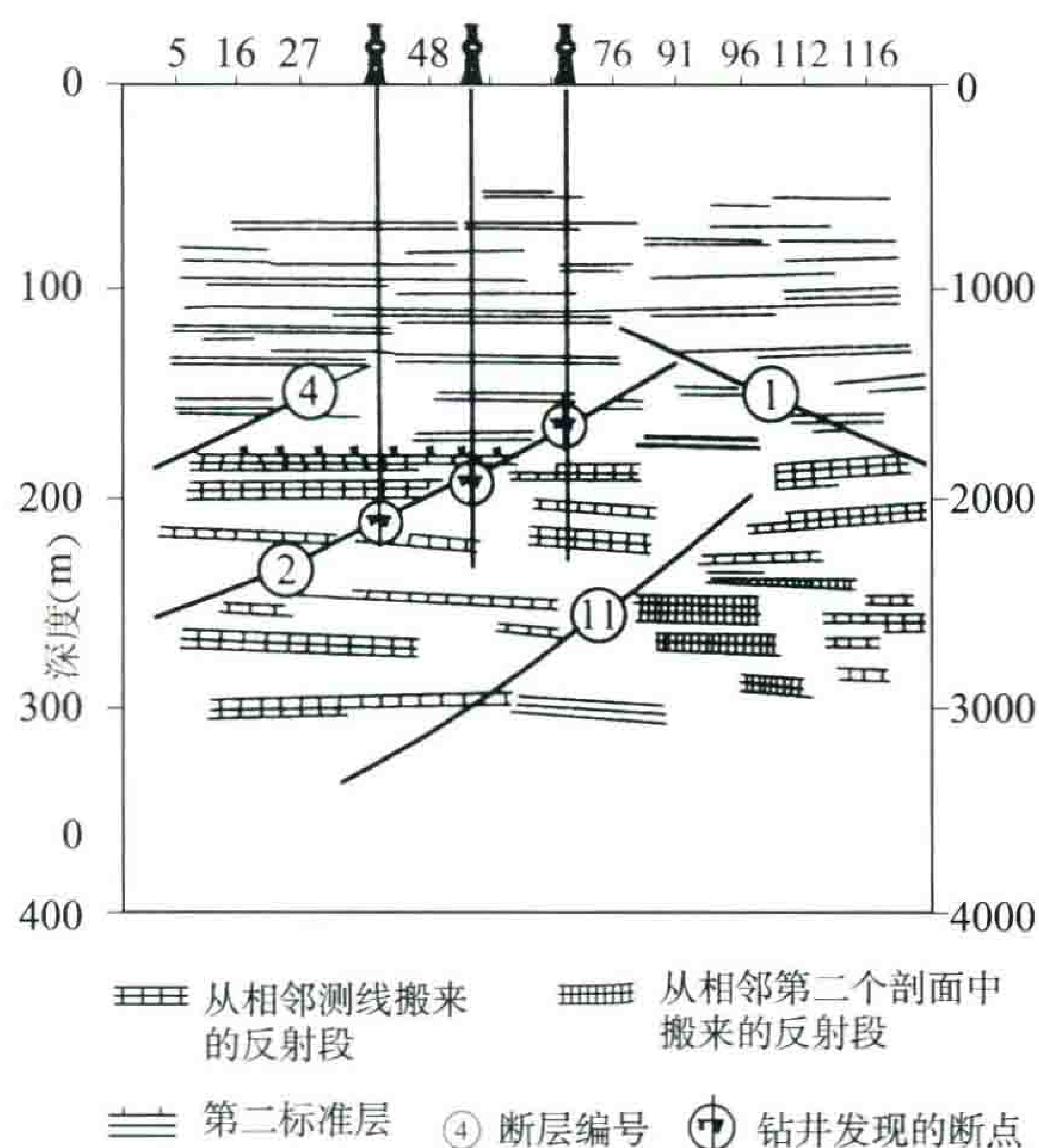


图 12 727 测线三维深度剖面

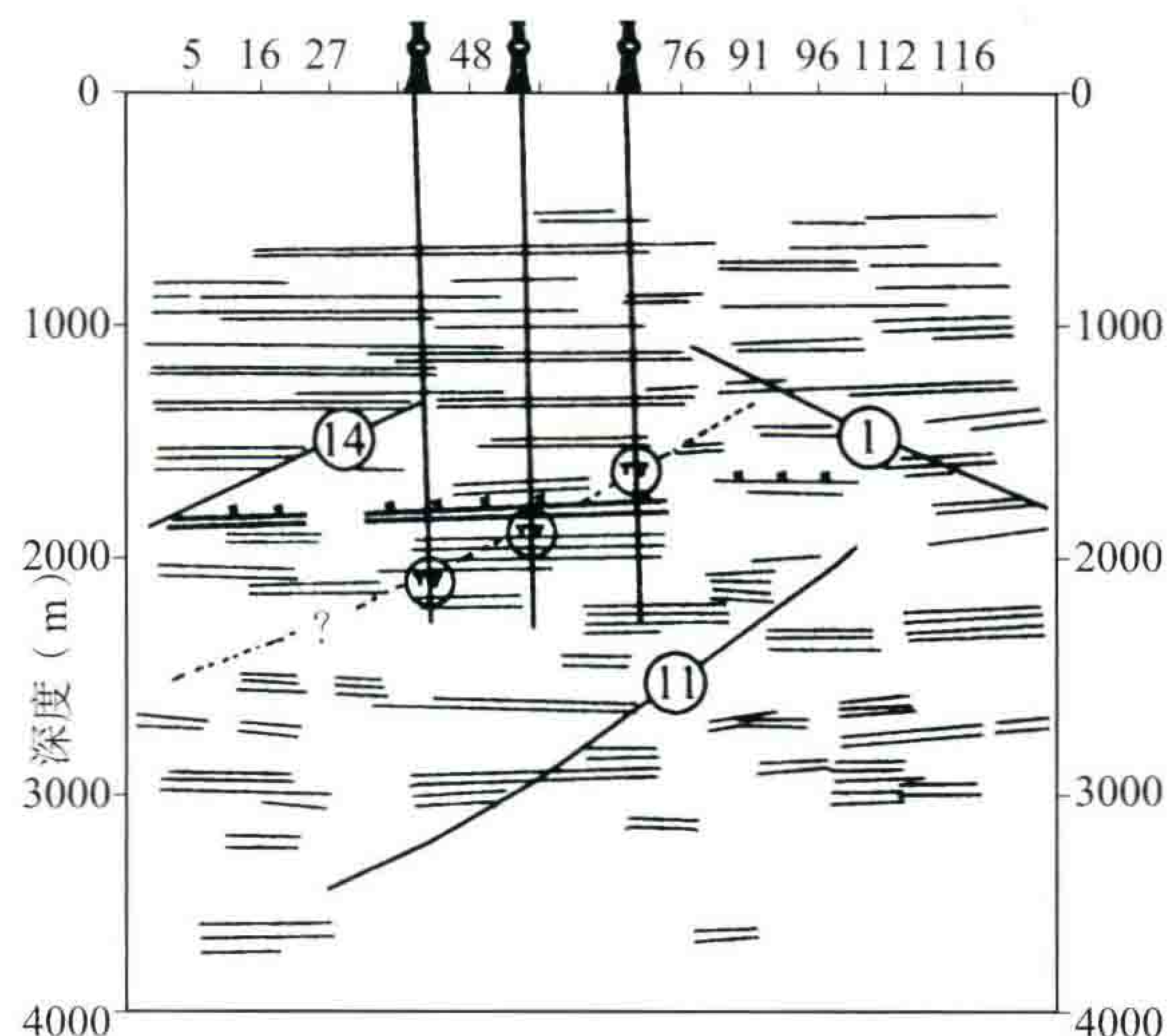


图 13 727 测线二维深度剖面

（2）由于剖面是真正的垂直剖面，断层面的闭合十分方便，只要交点上断点深度一致就行，便于检查。作构造图时反射层的闭合也可直接在交点上量铅垂深度，做出来的构造图不需再做空间校正，并且与钻井数据对比时，也不需要考虑反射段的侧向偏移，直接能与钻井数据对比。

（3）正像普通二维深度剖面中，根据不同断块间反射段产状的变异点可以确定断层位置一样，三维深度剖面中的不同侧向偏移量，也往往可以说明断层的存在。如图 12 中的⑪号断层，图 16 中的①号断层。

（4）正如普通二维剖面中地层反射波与断面反射波的产状往往相反的现象一样，三维剖面中与大部分反射归位方向相反的那些“反向归位段”，或者上下两层归位距离小，中间夹着一层归位距离大的“夹心”现象，往往是断层的反映。如图 16 中①号断层就是有两个反向归位的断面波。

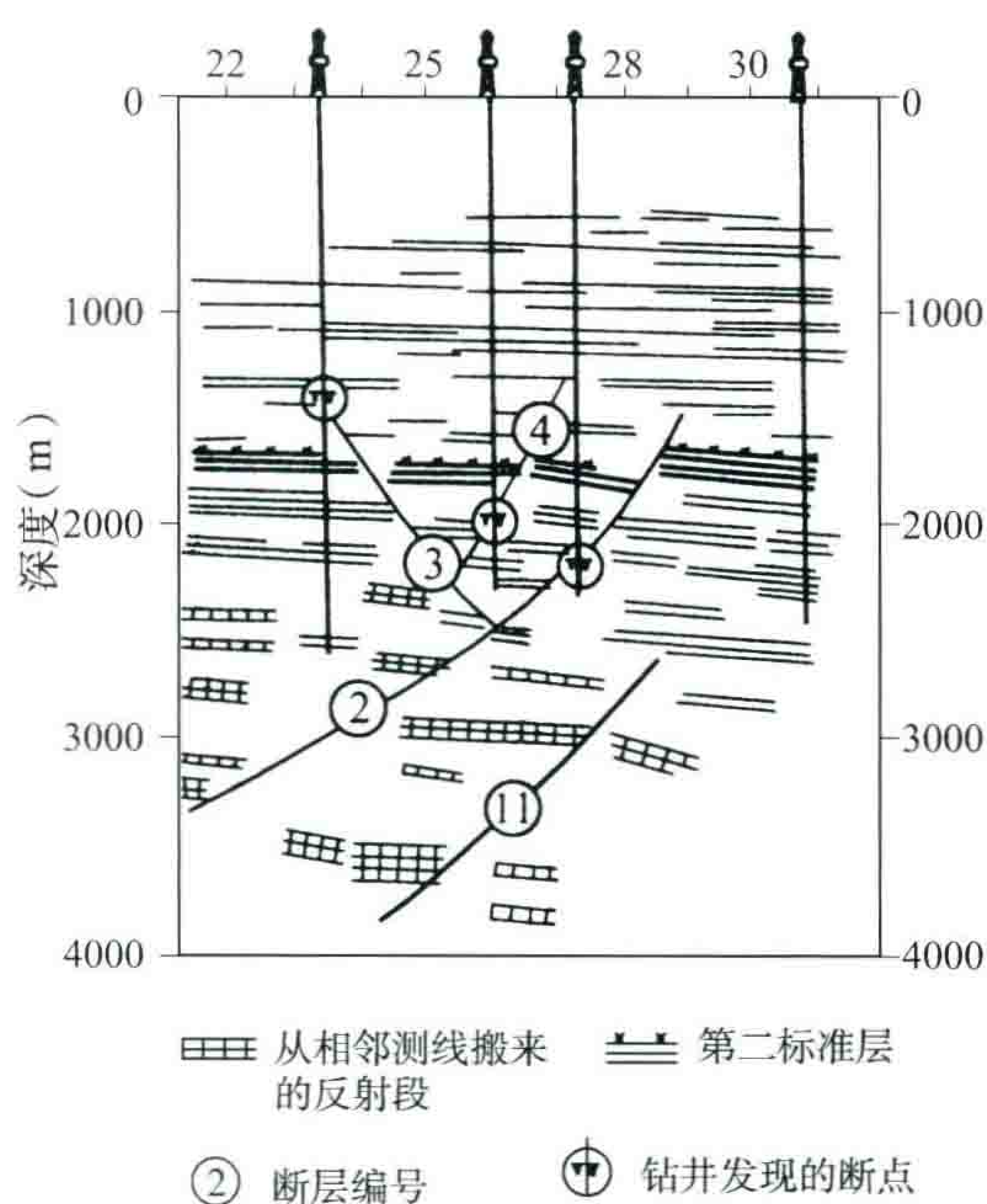


图 14 509 测线三维深度剖面

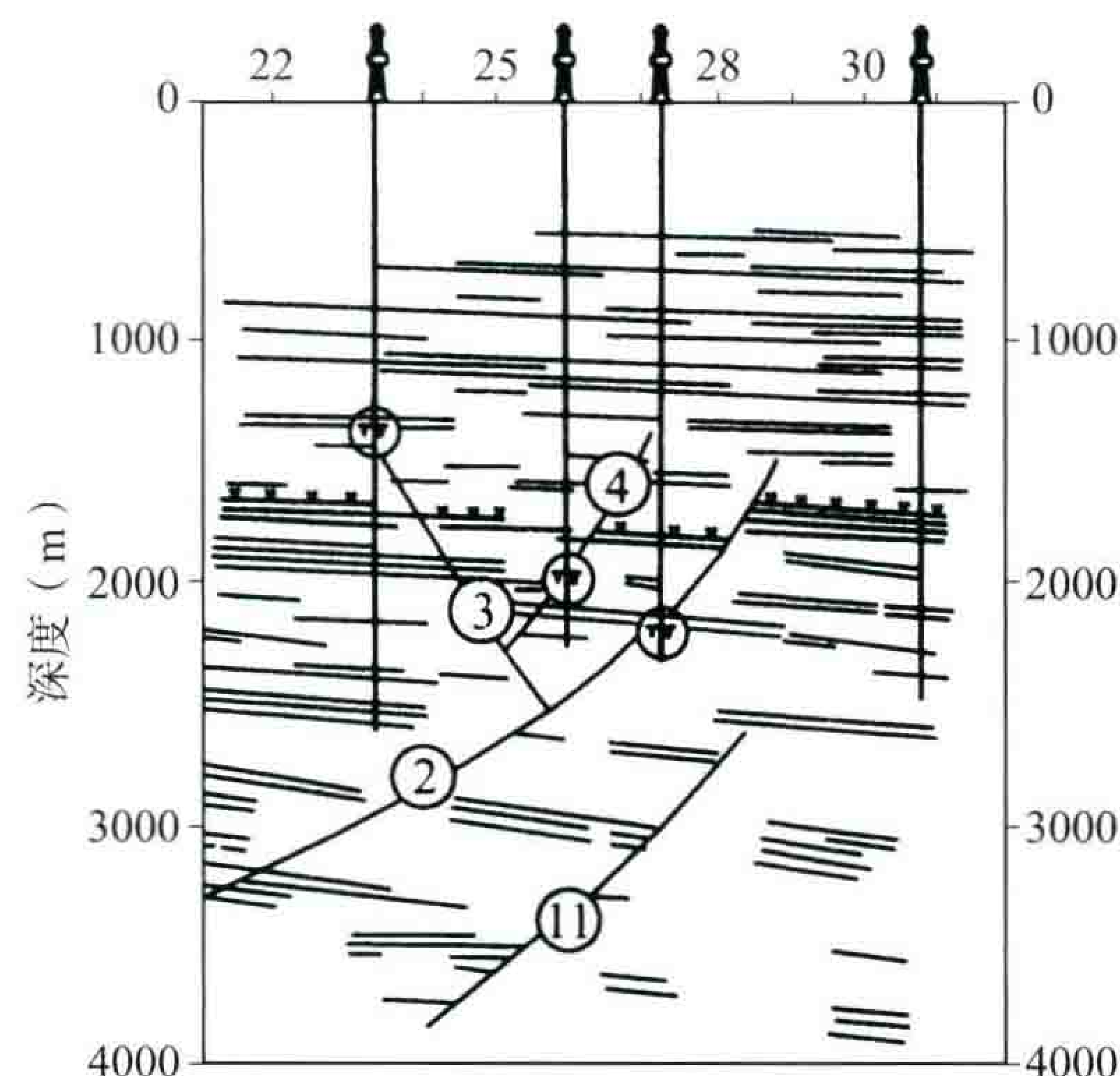


图 15 509 测线二维深度剖面

通过这样的立体解释，无论在波的对比方面，还是断层面的解释方面，都经过了一次较严格的检查。例如 509 的二维深度剖面（图 15）上，有钻井断点控制的②号断层，曾穿过一根长的反射段，立体对比中把

它否定了(它在 Δt_i 图解中找不到交点)。同一剖面中 28 点号下方 2000 m 左右的反射段,原来对成水平的,后来经立体的 Δt_i 图检查后,纠正了它的错误,它的产状是较陡的。这一点事后为相邻两个剖面所证实。

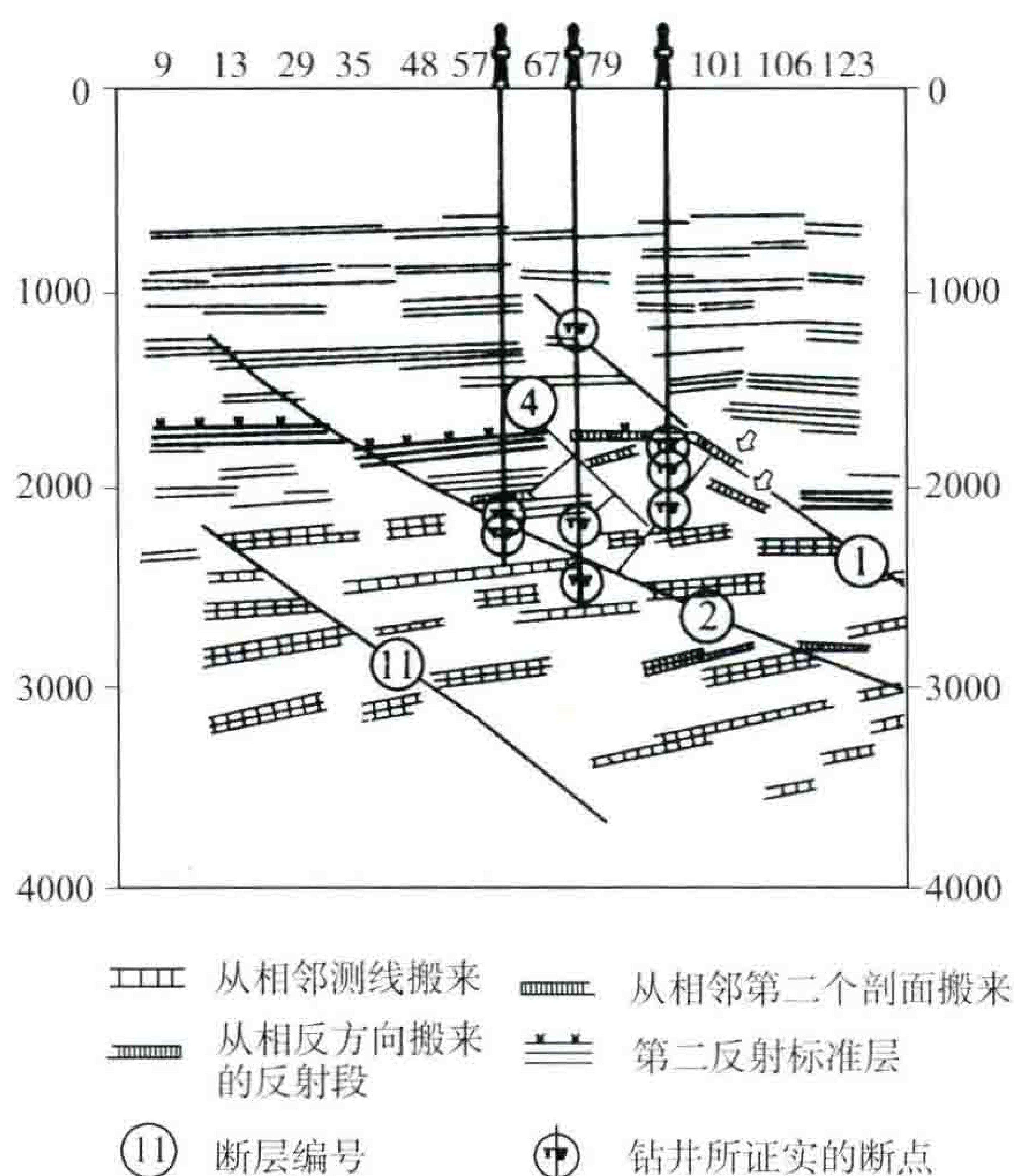


图 16　619.5 测线三维深度剖面

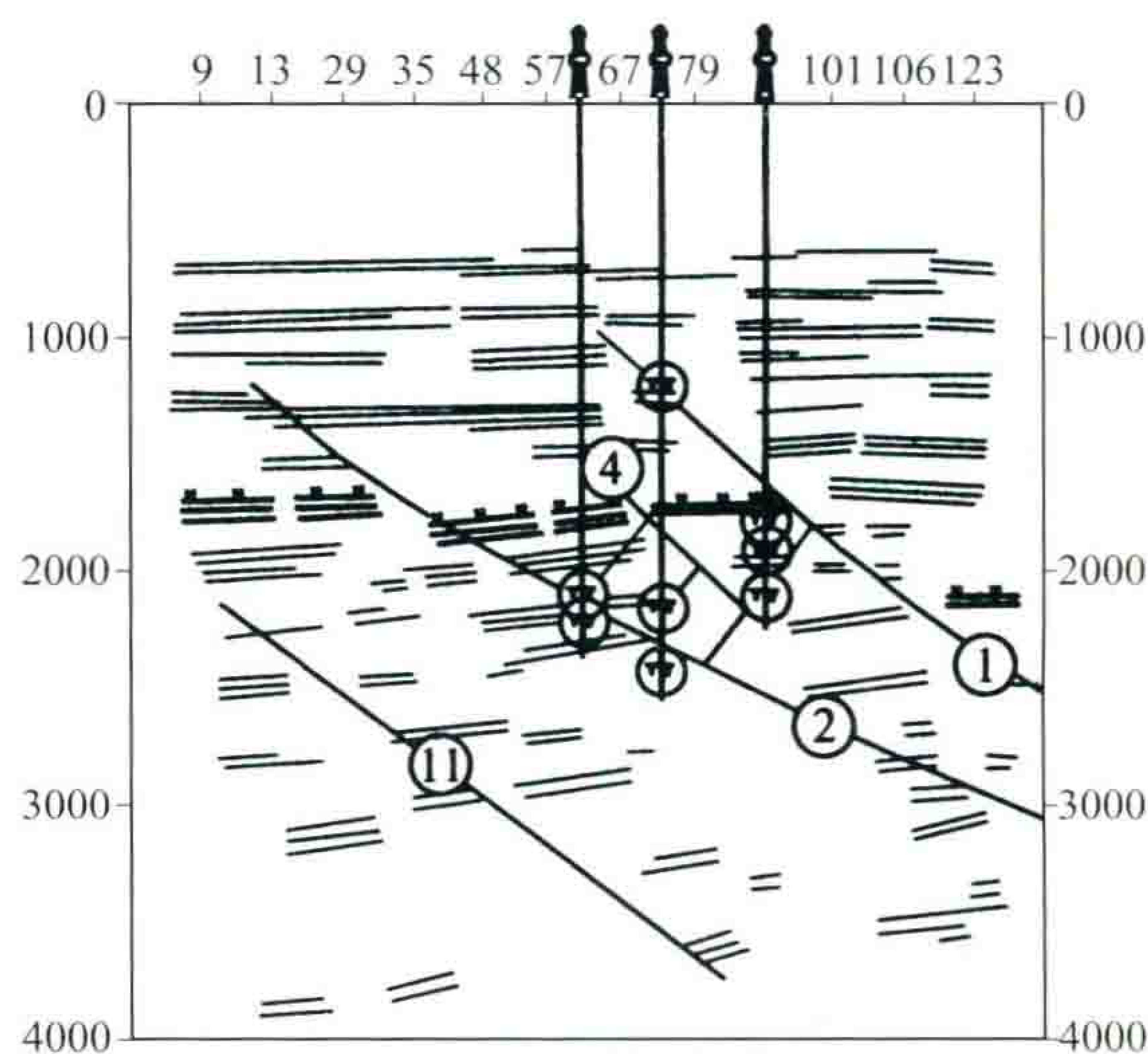


图 17　619.5 测线二维深度剖面

注意这里所附的三个方向的剖面图 727、509 和 619.5,它们的每一个断面都是经过闭合检查的。尽管有些断层在单条剖面上看起来有些根据不足,但在其他方向的测线上它们是较明显的,这些断层大多已经为钻井所证实。

东辛油田的三维归位工作全部是用手工方式完成的。然而,即使今后我们用计算机完成三维归位,这些有关断层立体解释的经验也还是值得我们参考的。

四、多次覆盖及数字处理方法查明了深层构造形态

东辛油田自上述工作完成以后,转入油田的开发阶段,地震工作暂时中断。直到 1975 年,为了研究这里深层构造的形态,继续向深处找油,又开始用数字地震仪做多次覆盖工作。此次覆盖工作的测网较稀,平均测线间距为 1.5 km,共计做了剖面 220 km,仪器采用了 SN338-B 及一台试验性的国产数字地震仪,野外排列一般最大炮检距为 3000 m 左右,偏移距 650 m,道间距 50 m。用 48 个工作道,做 12 次覆盖。资料处理采用国产 DJS-11 电子计算机以及美国的 1704 地震处理专用机。所得的剖面质量比以前的提高了一步,不仅在浅层及中层进一步证实了 1966—1969 年构造图是可信的,而且在深层领域内展示了另外一个天地,发现了东营构造和辛镇构造的深部都存在着隆起构造。

图 18～20,626.5 测线是通过辛镇构造的南北向剖面。从水平叠加剖面、叠偏剖面到深度剖面都清楚地显示出中层构造较深层更为复杂。此剖面图在 2000 m 深度上下,第二反射标准层 T_2 有 13 个断块,到了 3000 m 深度上就比较简单,仅 5 个断块。在南面发现一个新的深层隆起(图 18～20 左),而在辛镇构造正下方却是两个深层断块屋脊高点(图 18～20 中部,在②号断层附近)。

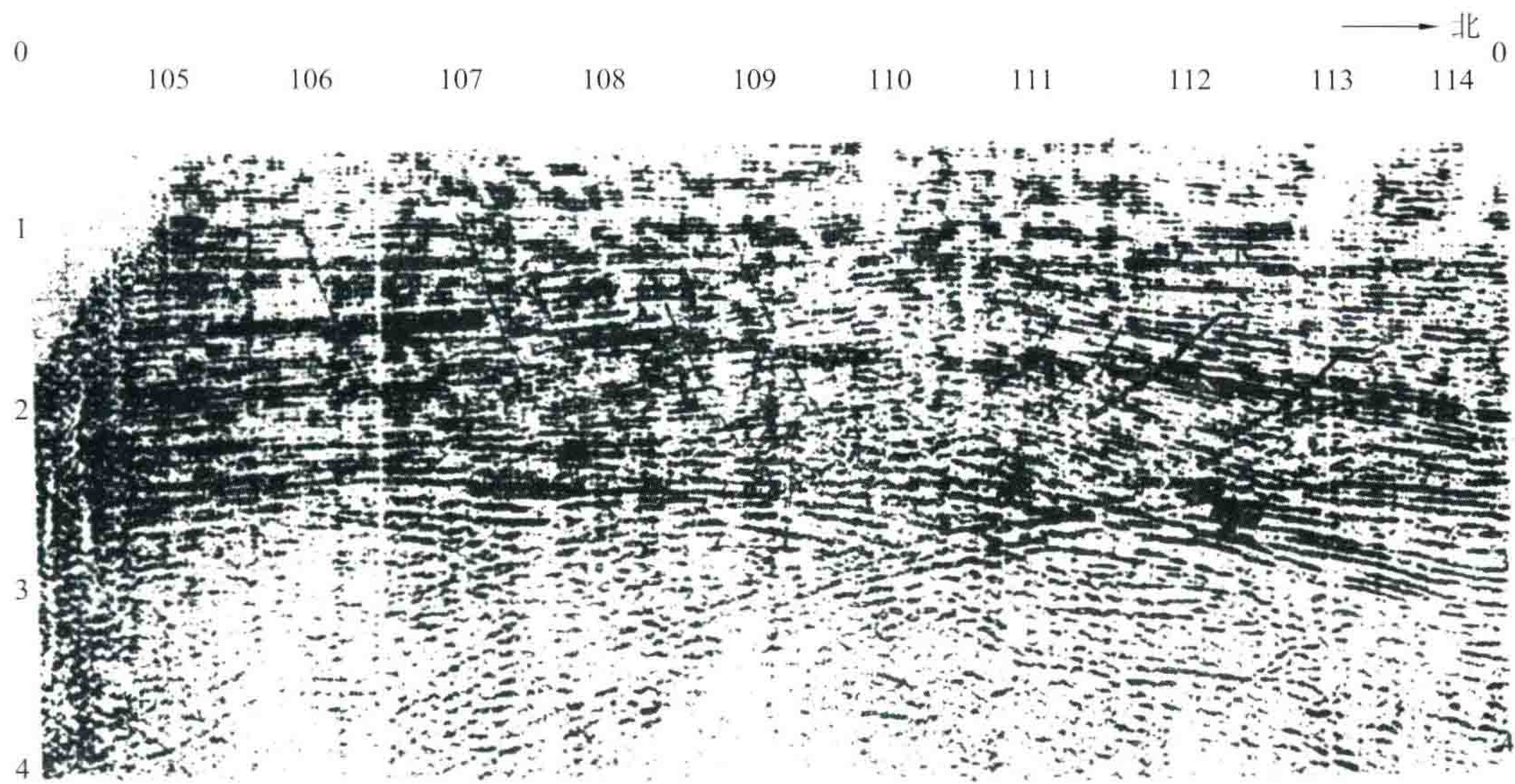


图 18　626.5 水平叠加偏移时间剖面

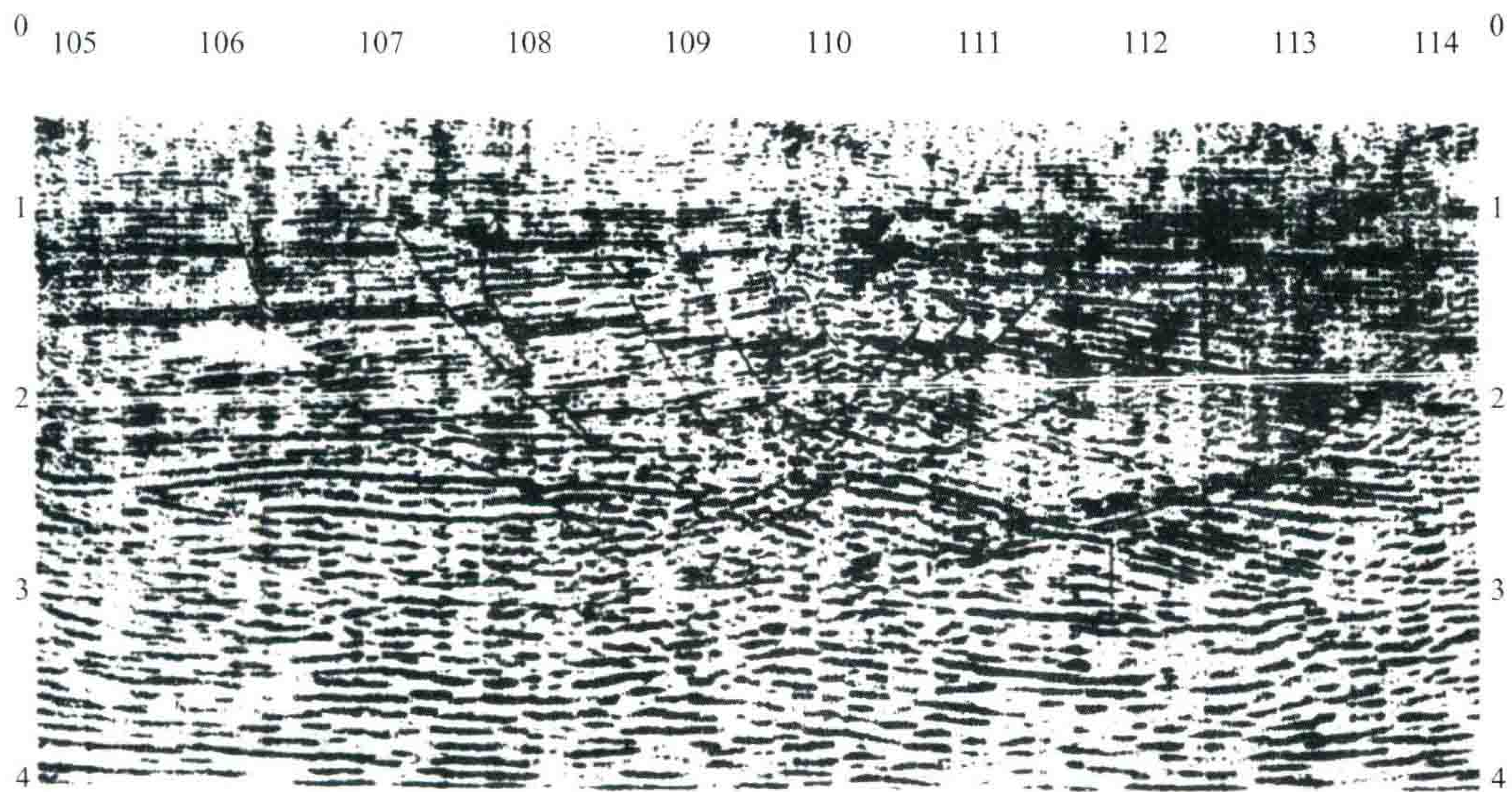


图 19　626.5 叠加偏移时间剖面

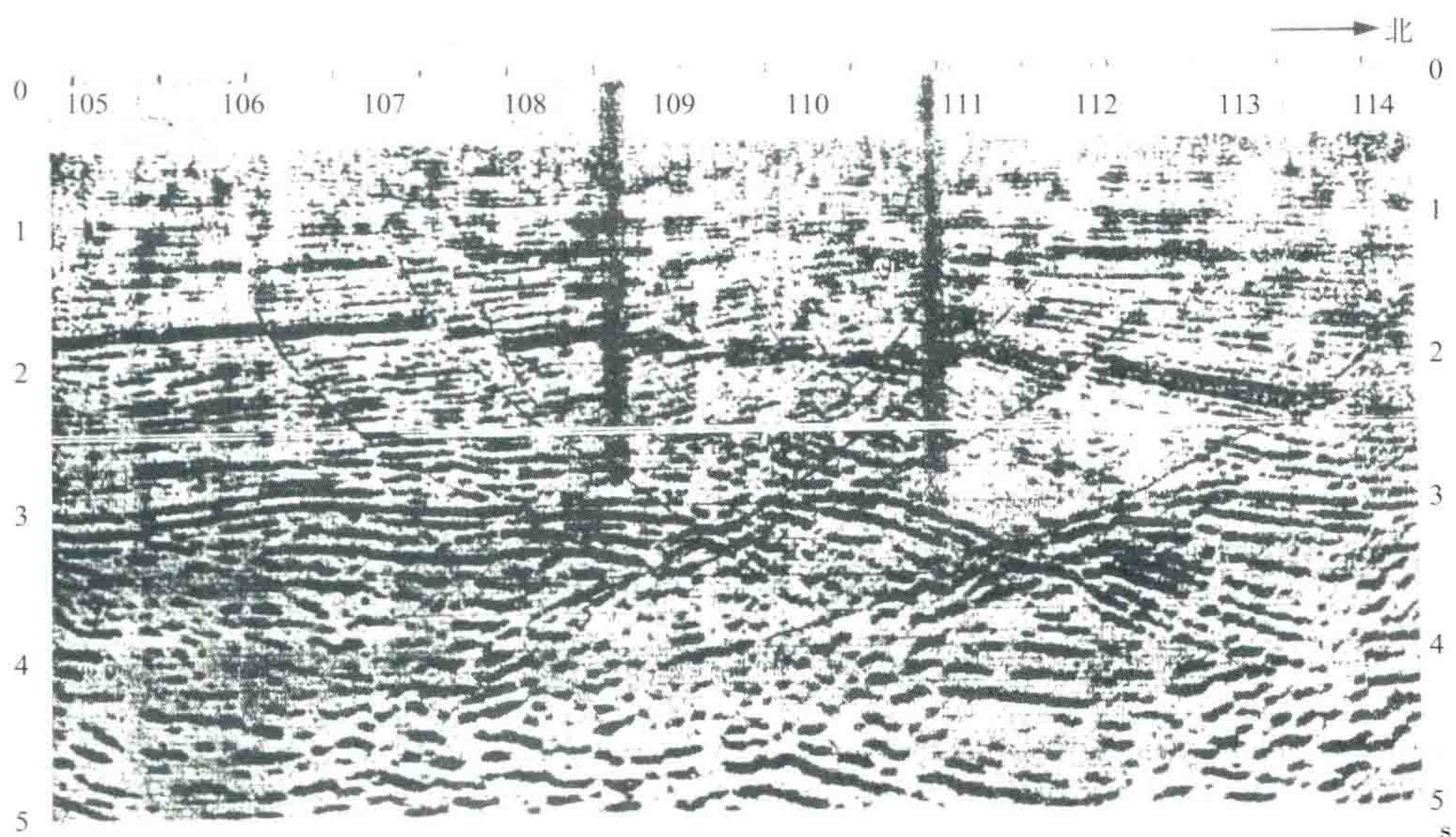


图 20　626.5 的深度剖面

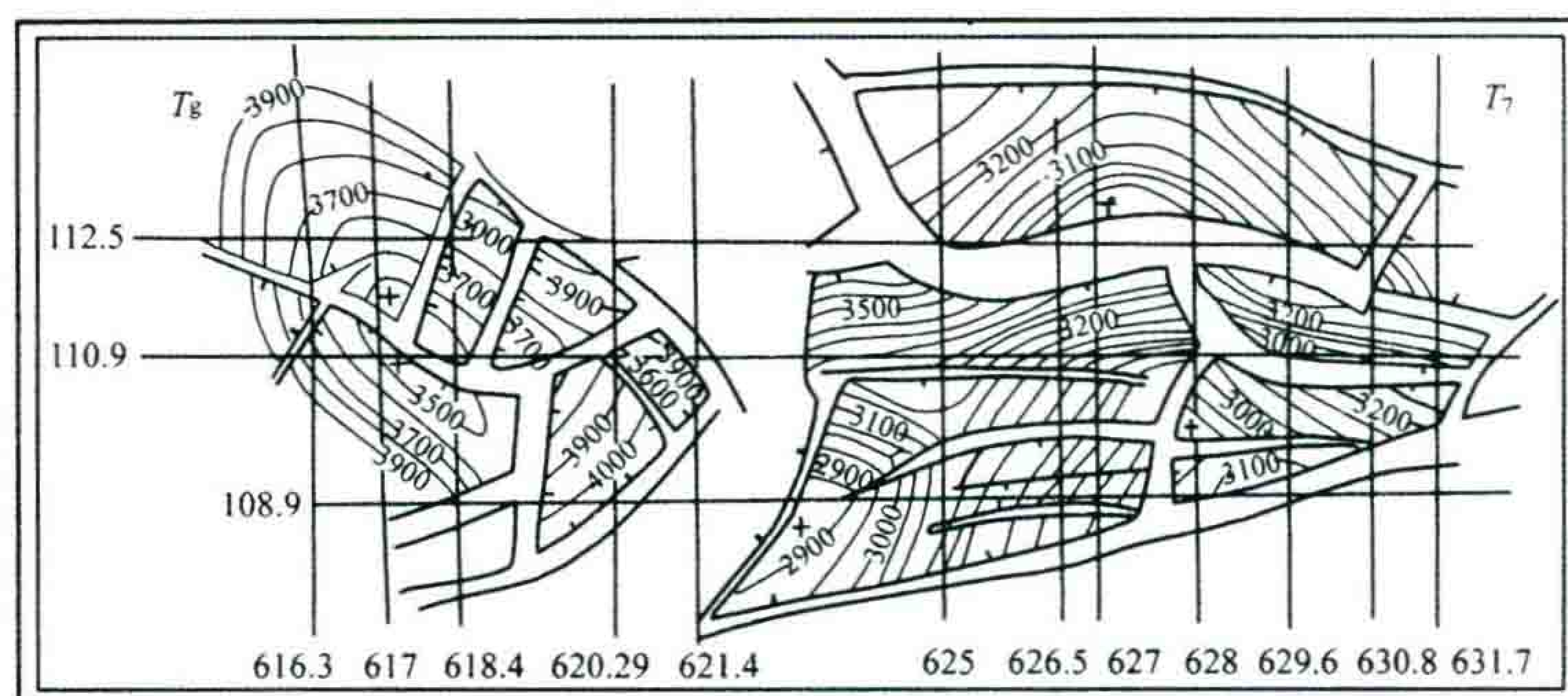


图 21 东辛油田的深层构造图

东辛油田的深层构造图见附图 21。现在这两个深层构造正在进行深井钻探，其中在辛镇深层鼻状构造上已经发现油层。显然这里在深层找到油田的可能性较大。

五、结 论

在东辛油田上，一套对付复杂油田的地震精查断层的方法是行之有效的。它可以归纳为下列几点：

(1) 三方向的严密小三角测线网可以适应于查明各种走向的断层，以及造成立体解释、空间归位的先决条件。

(2) Δt_i 图解法是检查反射同相轴对比正确性的较好的检验方法。

(3) 断层面闭合检查是断层解释中必须考虑的一个环节。

(4) 断面反射波、断面散射波及绕射波等异常波对确定断层的存在很有用。

(5) 剖面的三维(立体)归位方法能够得到真正的垂直剖面资料。在三维归位剖面上用符号标出每个反射段的侧向偏移量，将非常有助于地质解释。

文章编号 202



绕射扫描叠加



这是我在胜利油田与刘雯林、柴振奕等同志一起编写的文章。

文章介绍了如何根据我《走向精确勘探的道路》一书中“绕射扫描叠加”原理，通过121计算机进行计算做出短反射段和倾斜反射段的理论模型。分析了它们在偏移成像过程中，偏移孔径、偏移速度误差等因素对成像好坏的影响。

当时，正值我国各油田在推广偏移技术的起步阶段。此文有着重要的参考价值。

此文1974年10月发表于《石油地球物理勘探》第5期，作者李庆忠、刘雯林、柴振奕等，当时以胜利油田地质处、地质研究院的名字发表。

引　言

到目前为止，复杂断块区的地震勘探工作，从野外工作方法到室内解释方法，进行了多方面的努力，取得了积极的效果。但是，勘探断层的精度仍然满足不了勘探与开发的需要。在断块构造上，即使采用260 m线距的小三角形测网，进行断面闭合和空间归位，做较细致的对比、解释，也只能查明大于500 m见方的大断块，发现300 m见方的断块，而更小的小断块还是搞不清楚。

为了提高复杂断块地震勘探断层的精度，我们试从地震波的波动性质出发，由物理地震学的角度研究了反射波的性质。发现中层（深度为2000 m左右）小断块（断块宽度≤200 m）的反射波接近于几何点绕射波的特点，其相互干涉作用远比大断块厉害，致使标准波面目全非，用常规的几何地震学解释方法是无法搞清楚的。即使是大断块（宽度大于500 m），由于绕射尾巴的相互干涉，也使记录复杂化，断点不易确定。为此，针对复杂断块区小断块的勘探问题，建立了绕射扫描叠加法。具体的做法，就是对野外记录用点绕射波双曲线去做扫描叠加，把小断块分散到绕射尾巴上的振幅收敛起来，使小断块反射振幅增强，使断点清晰、干脆，借以达到查明小断块的目的。同时，在整个扫描过程中，可完成自动对比、自动偏移、干涉带自动分解以及压制干扰、提高信噪比。

一、理论反射记录的正解和逆解

（一）理论反射记录的制作

这里对用计算机制作理论反射记录做一简要介绍（断块模型为二度平面形式，反射子波波形可选用任意脉冲波）。

1. 反射记录的形成原理

根据惠更斯—菲涅尔原理，地震波到达一个反射界面，界面上每一个质点都可看作是一个新的子波振源，发出球面子波，此即绕射波，而质点即是绕射点源。在地面上任意一点接收到的反射波，就是反射界面上所有点源产生的绕射波在接收点的总和。

这样，就可以把一个地质剖面看作一个反射系数剖面。在剖面中每一个有反射系数的具有一定长度的微反射段，即是一个绕射点源，可以产生一个微小反射波——绕射波，我们叫它"波涟"。"波涟"用点绕射双曲线来描述，双曲线的极小点在绕射点源上。在时间域中把许许多多的绕射"波涟"叠加起来，就形成了反射记录。如图1中(a)(b)(c)所示。

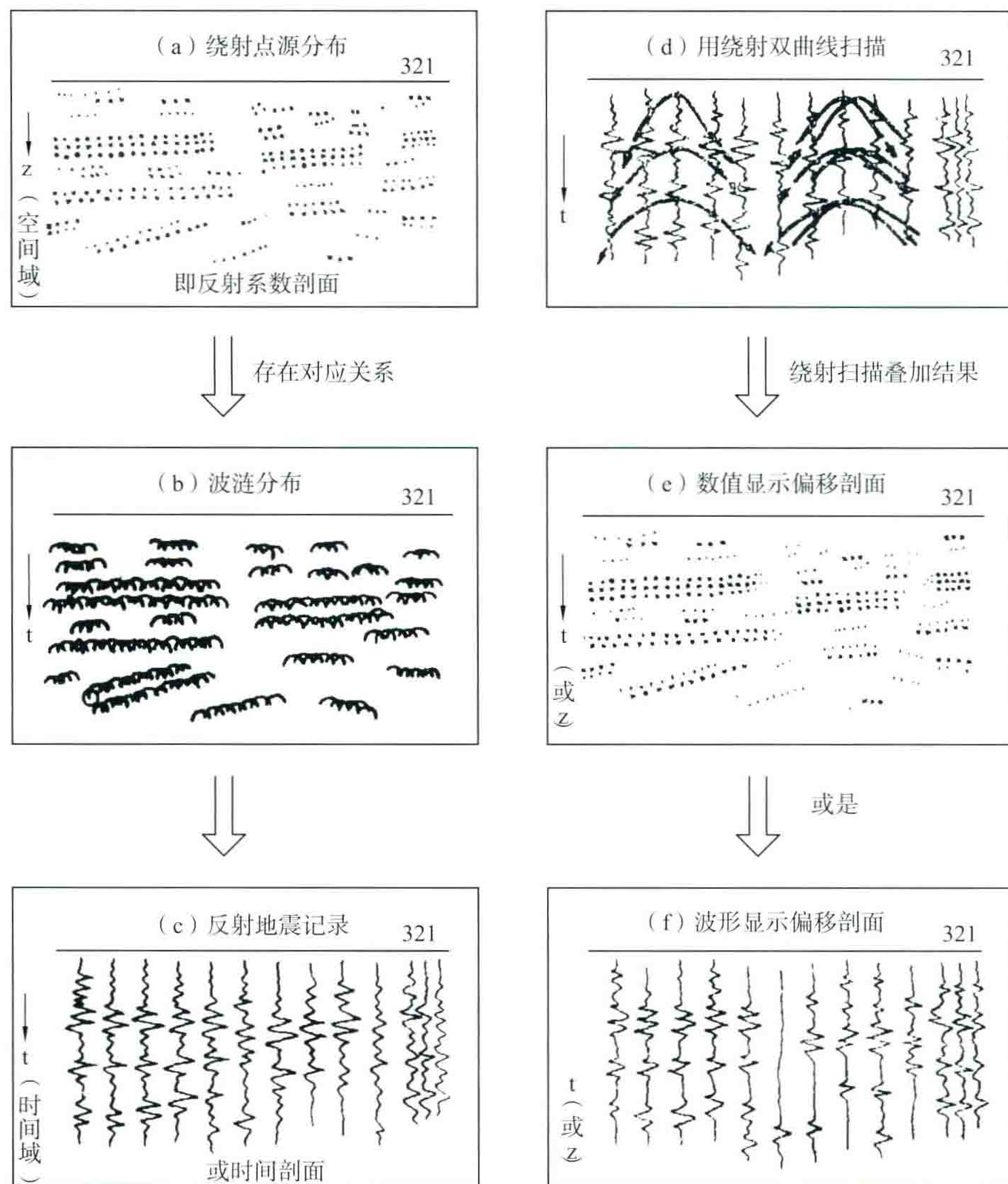


图1 反射记录的形成和绕射扫描叠加原理图

2. 地震波形成的物理过程的数学表示形式

(1) 地震波的表示形式：波形可以是任意的。我们在计算中选取余弦钟形脉冲

$$f(t)=A_0 e^{-r^2t^2}\cos\omega_0 t$$

作为子波波形。每隔 Δt 取一个样，可以得到一个振幅序列：

$$f(t)=a_0,a_1,a_2,\cdots,a_n$$

这样，这组序列就以离散形式表示了一个脉冲波形。

(2) 地层对振幅的衰减作用：地震波在地下传播的过程中，振幅要有所衰减。引起振幅衰减的因素有

地层界面的反射系数、介质吸收、透过损失以及球面扩散等。我们把这些引起振幅衰减的因素归纳为一个叫作振幅衰减因子的参数，记为 R，并假设：

$$R=A_0\cdot K\cdot\frac{e^{-\beta(r_1+r_2)}}{r_1\cdot r_2}\cdot\frac{\cos\theta_1+\cos\theta_2}{2}$$

式中的符号如图 2 所示。

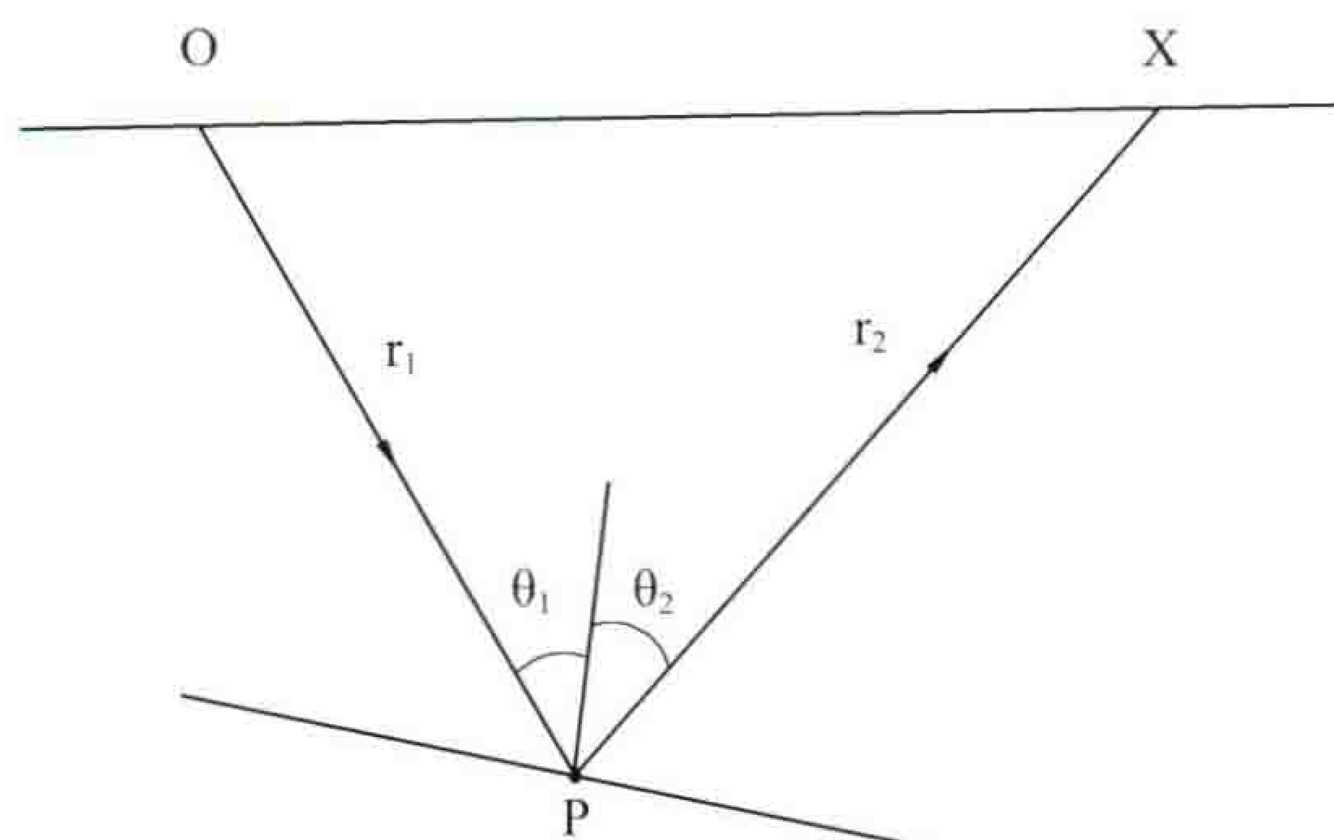


图 2

r_1、r_2 分别为入射波和绕射波的传播路程，θ_1、θ_2 分别为入射角和绕射角，β 为介质吸收系数(包括透过损失)，K 为界面反射系数，A_0 为初始振幅。

在自激自收的情况下，$r_1=r_2=r$(图 3)，$\theta_1=\theta_2=0$。考虑到检波器只接收振动的垂直分量，方向因子中需乘上一项 $\cos(\theta-\varphi)$(φ 为地层倾角)。则有：

$$R=A_0\cdot K\cdot\frac{e^{-2\beta r}}{r^2}\cdot\cos\theta\cdot\cos(\theta-\varphi)$$

(3) 地层对相位的延迟作用：在地面记录到的地震波的相位，取决于初相位、传播路程及介质的速度。如果令初相位为一常数，则地震波的相位只与传播距离及速度有关，地震波在传播过程中就产生一个时间延迟：

$$\tau=\frac{r_1+r_2}{V}$$

在连续发炮剖面中 $r_1=r_2=r$，则：

$$\tau=\frac{2r}{V}$$

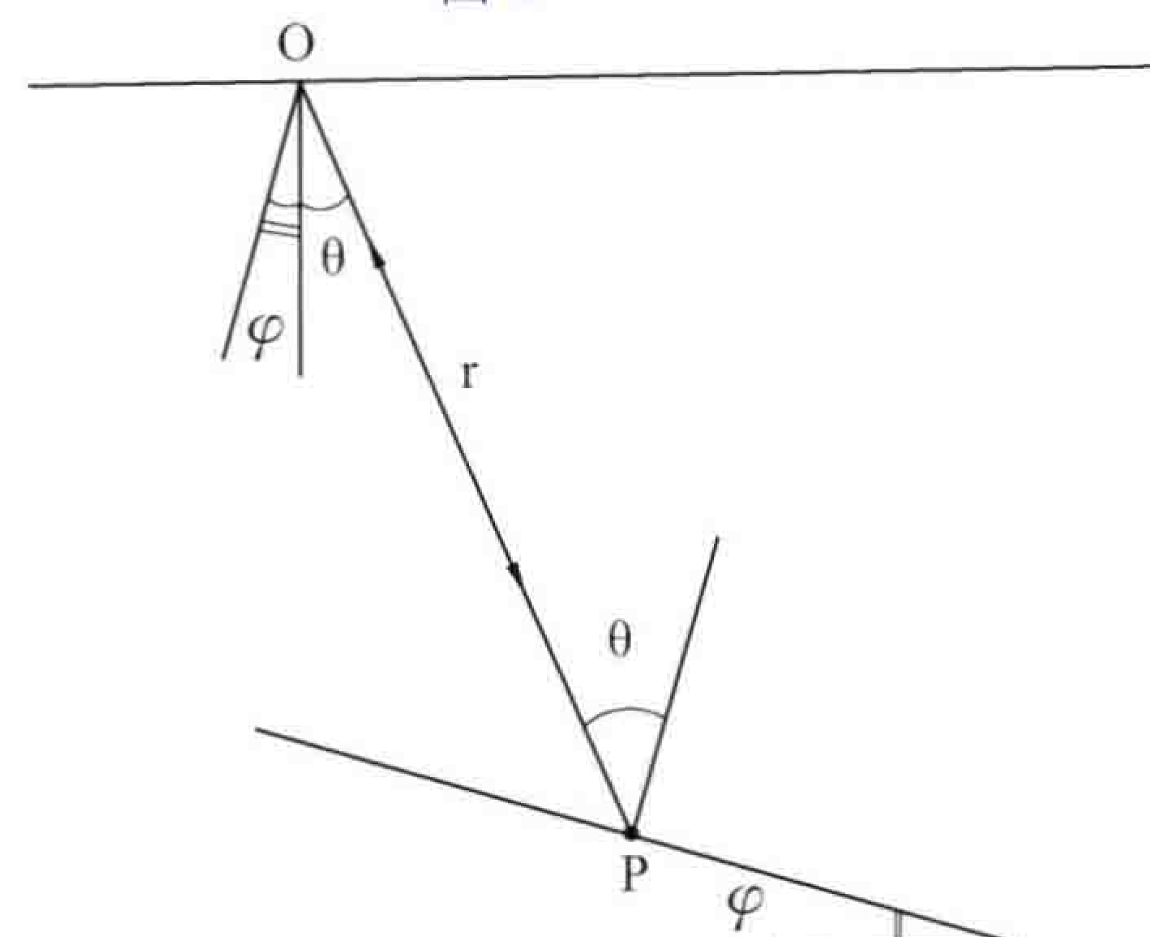


图 3

3. 理论反射记录的制作

基于惠更斯原理，可以把断块模型分解成为许许多多的小面积元($10\times20\ \mathrm{m}^2$)，计算每个面积元传播到接收点的振动，然后求取振动的总和，即得到理论反射记录。

在数学处理上，是将断块上所有面积元到达地面接收点的脉冲波 $f(t)$，乘上相应的振幅衰减因子 R，按时间延迟 τ 进行叠加，从而得到理论反射记录。这实际上是一个反射子波与振幅衰减因子的褶积过程。下面给出褶积的离散式：

$$A(t)=\sum_{\tau=0}^{n}a_\tau R_{t-\tau}$$

在计算机上具体地实现，就是计算断块上每个面积元到达接收点的延迟时间 τ，将每个面积元的振幅衰减因子 R 按延迟时间 τ 放入机器内存，然后用标准脉冲波形序列对已存入内存中的振幅衰减因子进行褶积，就得到理论反射记录。

(二) 理论反射记录的逆解——绕射扫描叠加法

1. 绕射扫描叠加的基本原理

地震记录的解释工作的任务，就在于求上述反射记录的逆解。既然反射记录是由无数绕射“波涟”叠加而成的，那么，逆解方法就应该是把一个个的绕射“波涟”再对比出来，并且恢复收敛到地下的“点源”上去。因此，只要对反射记录按点绕射波双曲线去做扫描叠加，就完成了逆解工作。

具体做法是，根据已知的速度参数，计算一套随时间变化的绕射双曲线，用这套双曲线对反射记录依次逐道做时间扫描，扫描时把每个双曲线上的波的振幅叠加起来，将其振幅代数和放在双曲线极小点的相应位置上去，就得到了能够清晰反映小断块的、偏移了的时间剖面(或深度剖面)。如图 1 中(d)(e)(f)所示。

在绕射扫描叠加剖面上，因为所有的绕射波全部收敛到地下点源上去了，所以大的和小的断块也就一目了然了。

2. 绕射扫描叠加的具体实现

如图4所示，用于扫描的绕射双曲线可按下式计算：

$$t=\frac{r_1+r_2}{V}=\frac{\sqrt{H^2+X_P^2}}{V}+\frac{\sqrt{H^2+(X-X_P)^2}}{V}$$

或

$$t=\sqrt{\left(\frac{t_0}{2}\right)^2+\frac{X_P^2}{V^2}}+\sqrt{\left(\frac{t_0}{2}\right)^2+\frac{(X-X_P)^2}{V^2}}$$

在连续发炮排列中，即自激自收时的绕射双曲线为：

$$t=2\sqrt{\left(\frac{t_0}{2}\right)^2+\frac{X_P^2}{V^2}}$$

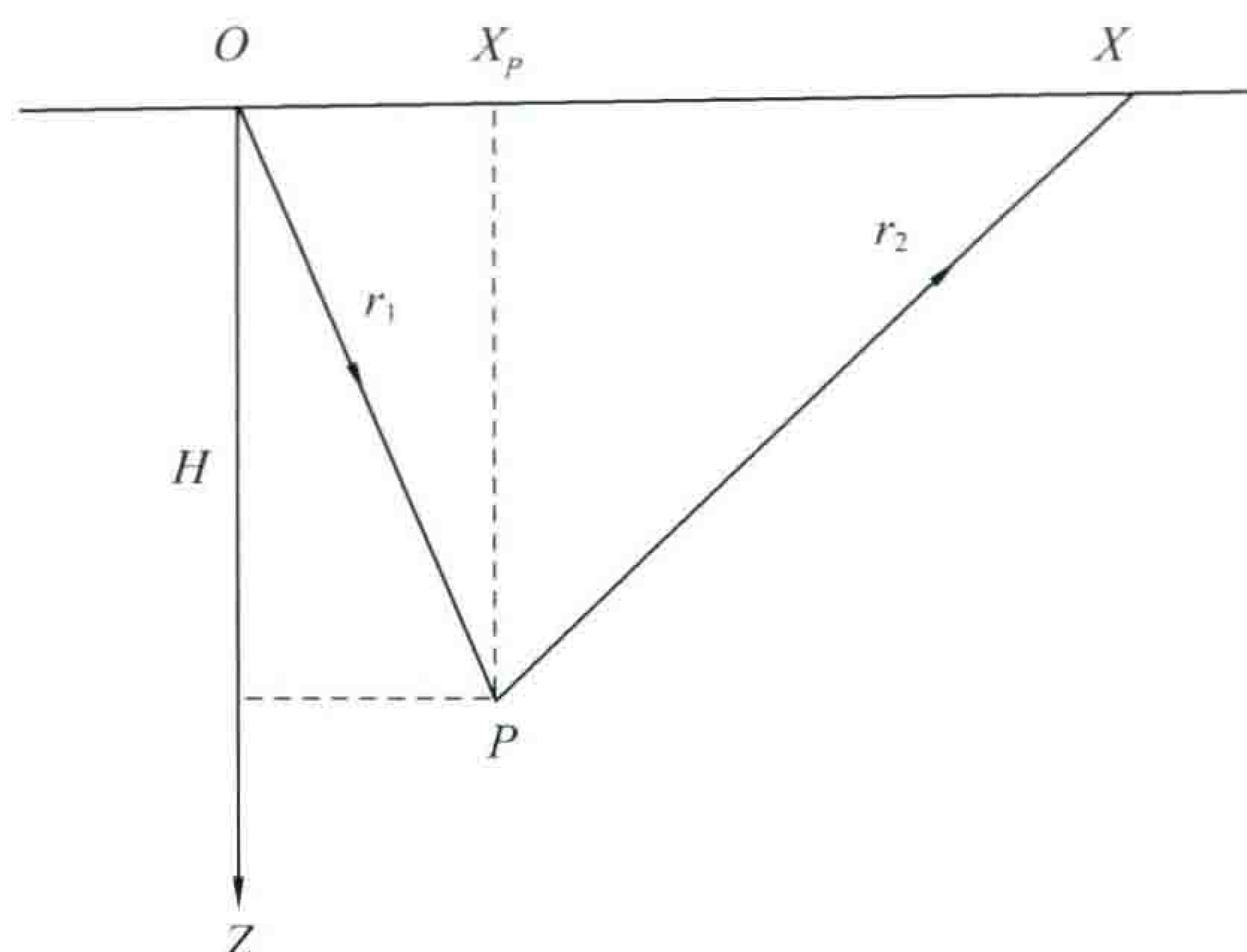


图 4

为了避开由于炮检距不同带来的分析问题的复杂性，我们采用连续发炮剖面观测系统，用连续发炮排列的绕射双曲线进行扫描叠加。

在理论反射记录的逆解中，首先设计断块模型，给定模型的大小、产状、深度以及测线的相对位置。然后按上面介绍的方法进行理论记录的合成，并把理论反射记录的波形用数字形式打印记录下来。再对理论反射记录进行绕射扫描叠加，将其振幅按15个级别(1，2，3，…，9，A，B，…，F)以时间剖面的形式打印出来。理论反射记录道间距为50 m。扫描叠加时间剖面道间距12.5 m，纵坐标时间轴上每隔2 ms显示一次。可以同时打印波峰波谷，也可只打印波峰。

模型的大小，用二度体边长的乘积表示。如100×400 m^2，第一个数字100表示断块沿测线方向的长度，第二个数字400表示垂直测线方向的长度。模型的中心点位于X测线坐标原点的正下方。

（三）从理论模型的逆解中得到的几点认识

1. 精确的速度是绕射扫描叠加的基础

用于计算扫描绕射双曲线的速度参数的精度，直接影响着扫描叠加的效果。如图5所示，采用准确速度扫描时，小断块得到很好的收敛。原先合成理论记录上拖得很长的反射，收敛后几乎和小断块的宽度相当，利用半幅点(振幅衰减到中央强振幅的一半的记录道)定断点能准确定出断块的位置。速度误差越大，收敛效果越差，收敛的振幅值比准确速度扫描时越小，半幅点越宽，振幅收敛斜坡跨距(振幅由中央极大振幅的3/4衰减到1/4的水平距离)越大，剩余尾巴越长。当扫描速度比准确速度大时，剩余尾巴在时间剖面中向上翘；当扫描速度用小了时，剩余尾巴向下弯。要保证取得好的扫描效果，对于中层来说，速度的误差必须小于2%；对于浅层，则要求速度的精度更高；对于深层，则速度误差可以适当大些。

鉴于速度参数直接影响着扫描效果的好坏，在实际工作中必须加强速度的分析研究工作，尽量采用精度高的速度资料，使扫描建立在精确速度的基础之上[图5(d)～(l)]。

采用比正确速度大的速度扫描，我们只要把断块反射看作多次反射，把小的正确速度看作多次反射的速度，大的速度则可视为一次波的正确速度，这就变成了一个对多次反射的扫描问题。由上面分析可见，用大的正确速度对低速的多次反射进行扫描叠加时，多次反射的振幅亦得到收敛，波形仍以同相轴形式出现。只不过收敛效果差些，振幅较小些。同时，残留的上翘尾巴相互干涉，也对多次反射起着一些“消失”作用。总之，在扫描过程中，多次反射得到一些削弱，但不能解决根本问题。因此，压制多次反射主要还是应该靠利用多次覆盖方法，不过资料处理过程应该是先偏移后叠加。

2. 扫描半径决定着振幅收敛斜坡的陡缓

扫描半径是直接影响扫描效果的另一个重要参数。扫描半径是指扫描绕射双曲线从极小点到端点的水平距离。扫描半径越大，振幅收敛斜坡越陡，剩余尾巴越短，断点清晰度越高，扫描效果越好(图6)。

当扫描半径不同时，对于中层来说，振幅收敛斜坡跨距与剩余尾巴的长短见下表：

表 1

扫描半径	±250 m	±500 m	±1000 m	±1500 m*
振幅收敛斜坡跨距	70 m	35 m	20 m	18 m
剩余尾巴	75 m	37.5 m	25 m	12.5 m

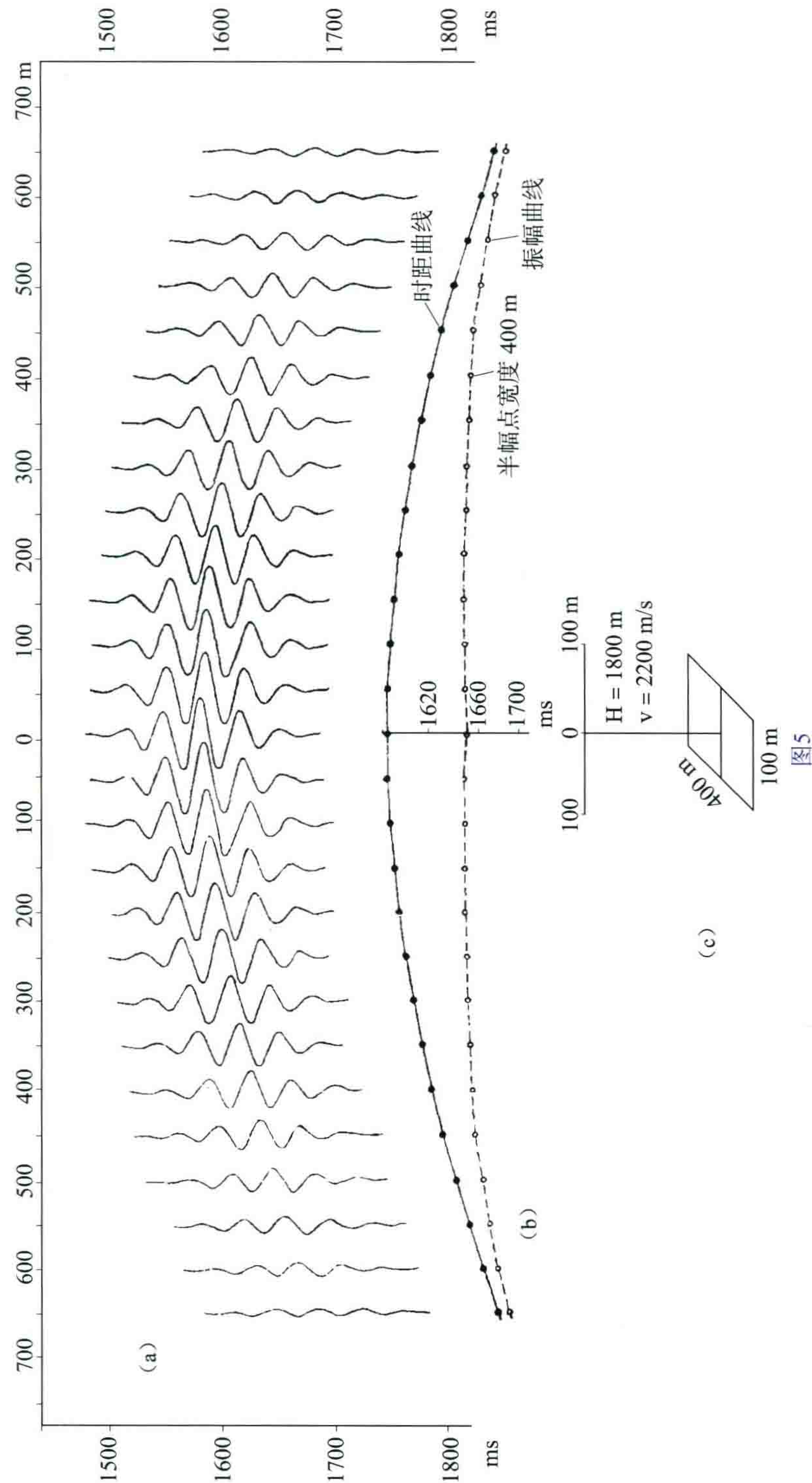
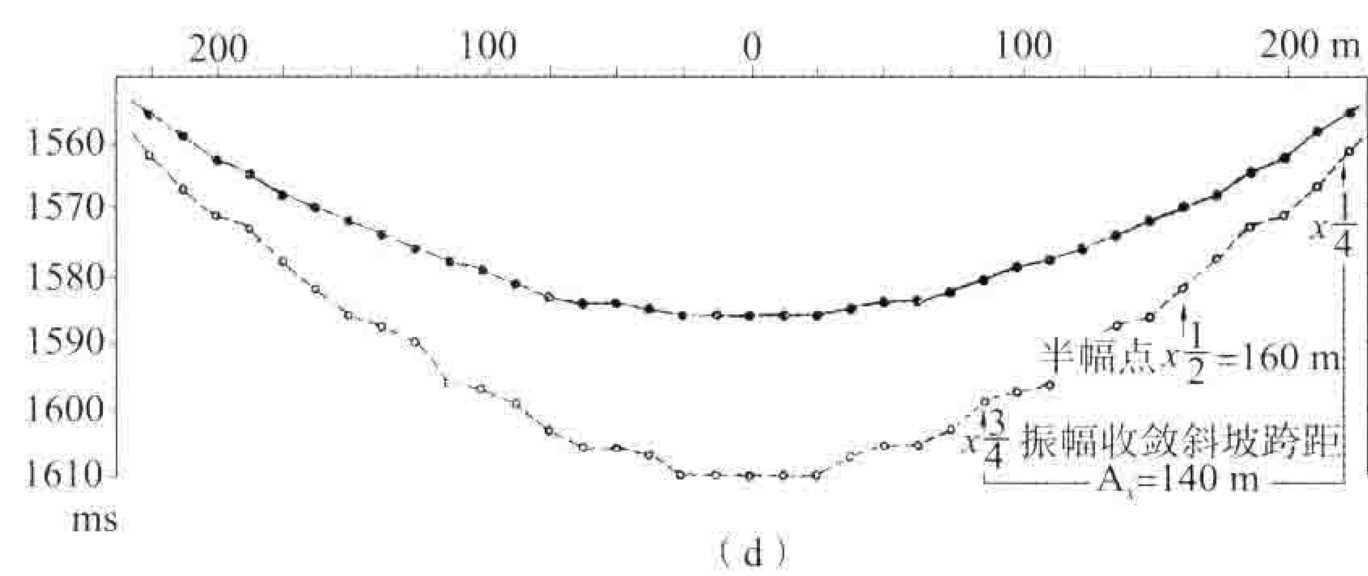


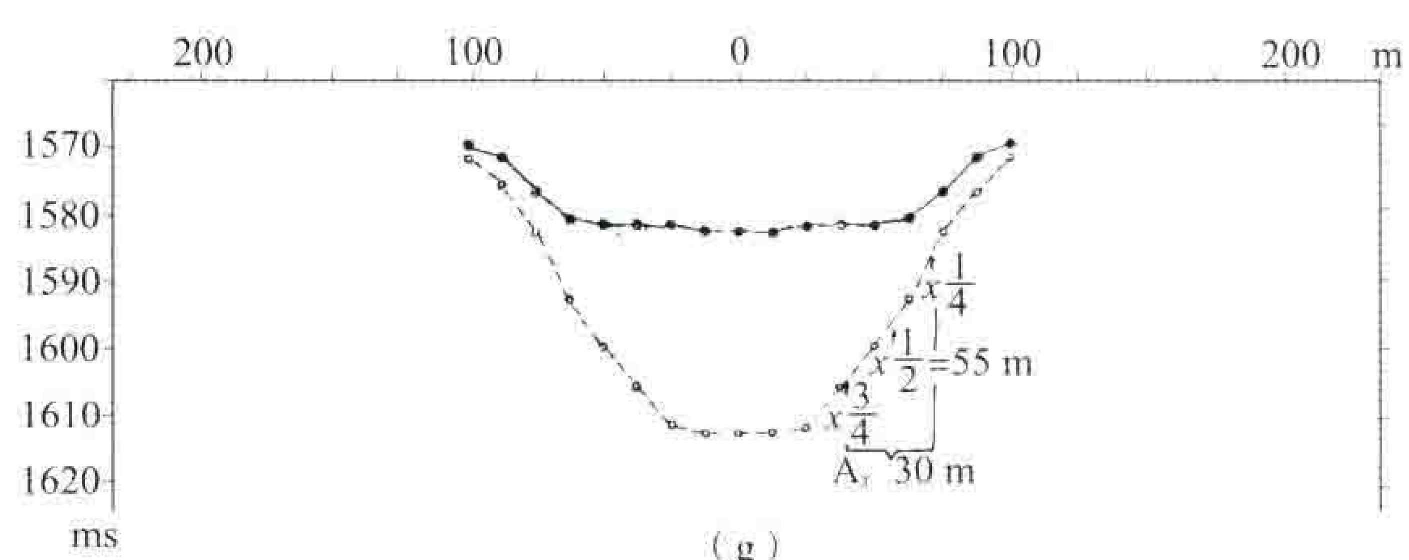
图5

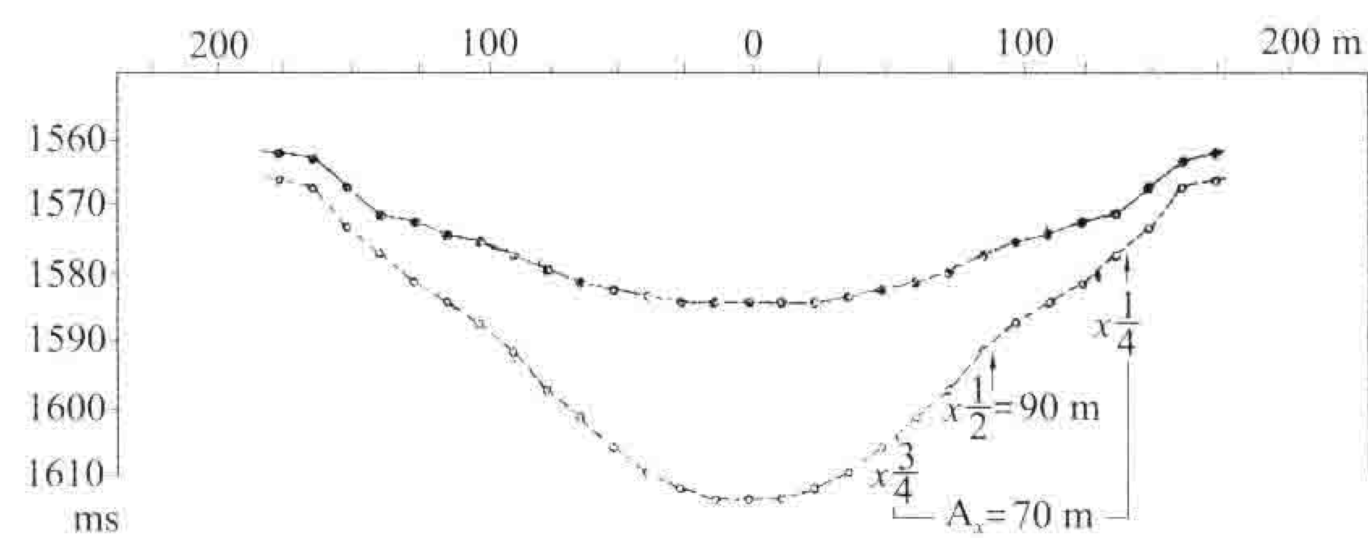
（a）理论反射记录 （b）振幅时距图 （c）理论模型

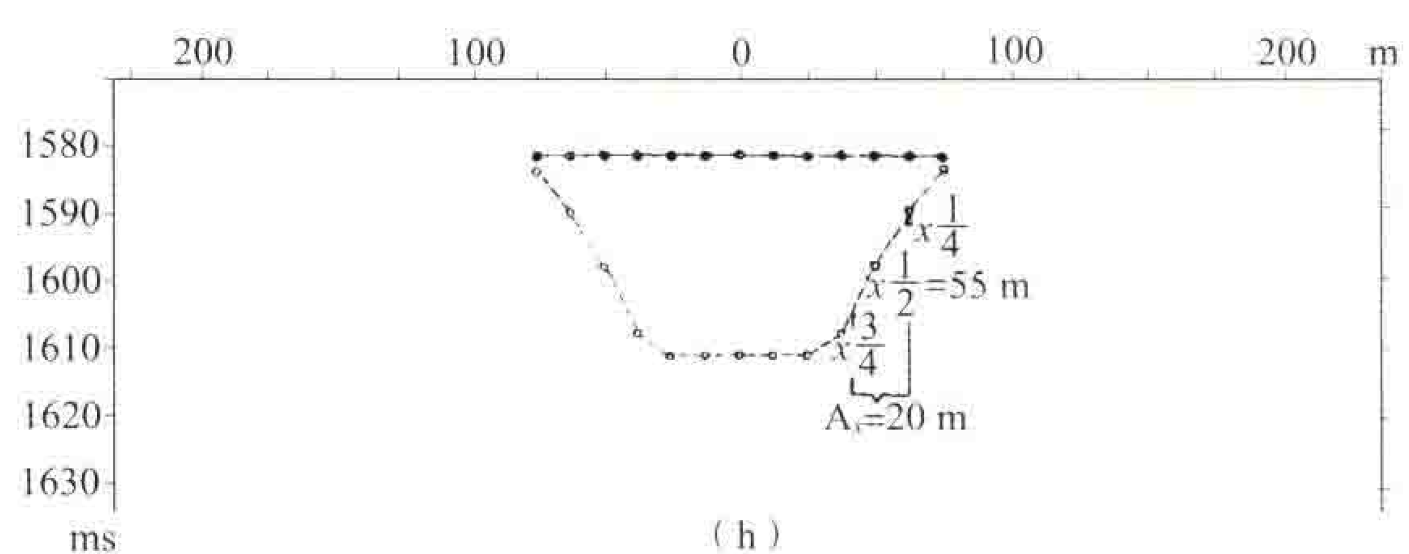
---

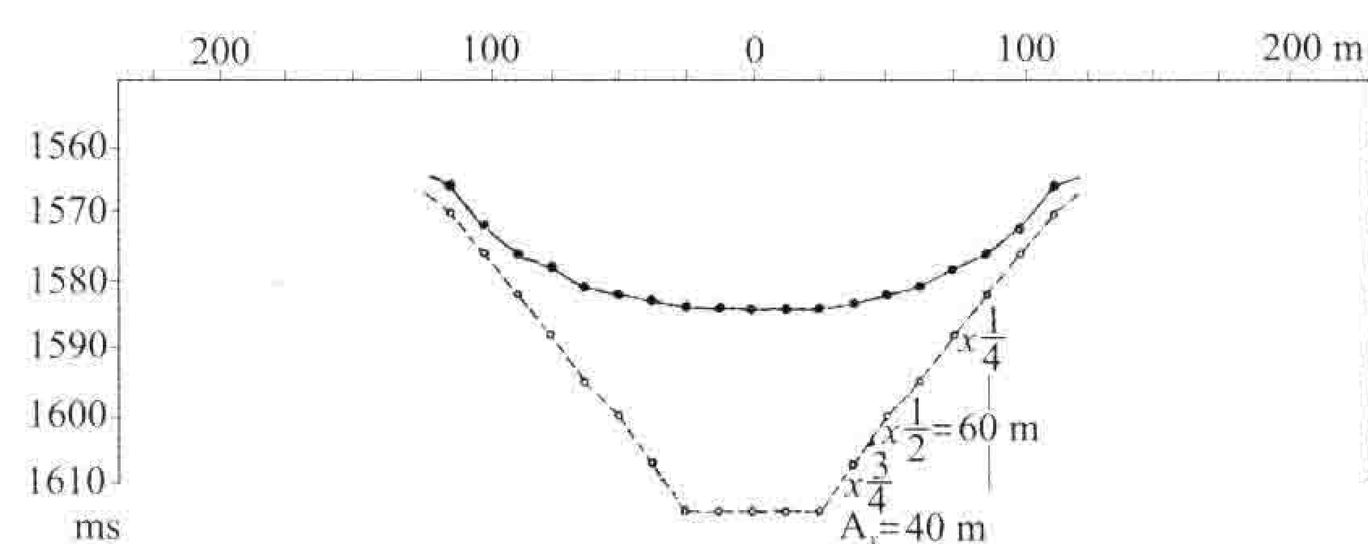
*本文提到的半径±1500 m是近似的。实际扫描时是对2900 m合成理论记录段用全支长2900 m的双曲线进行扫描的。

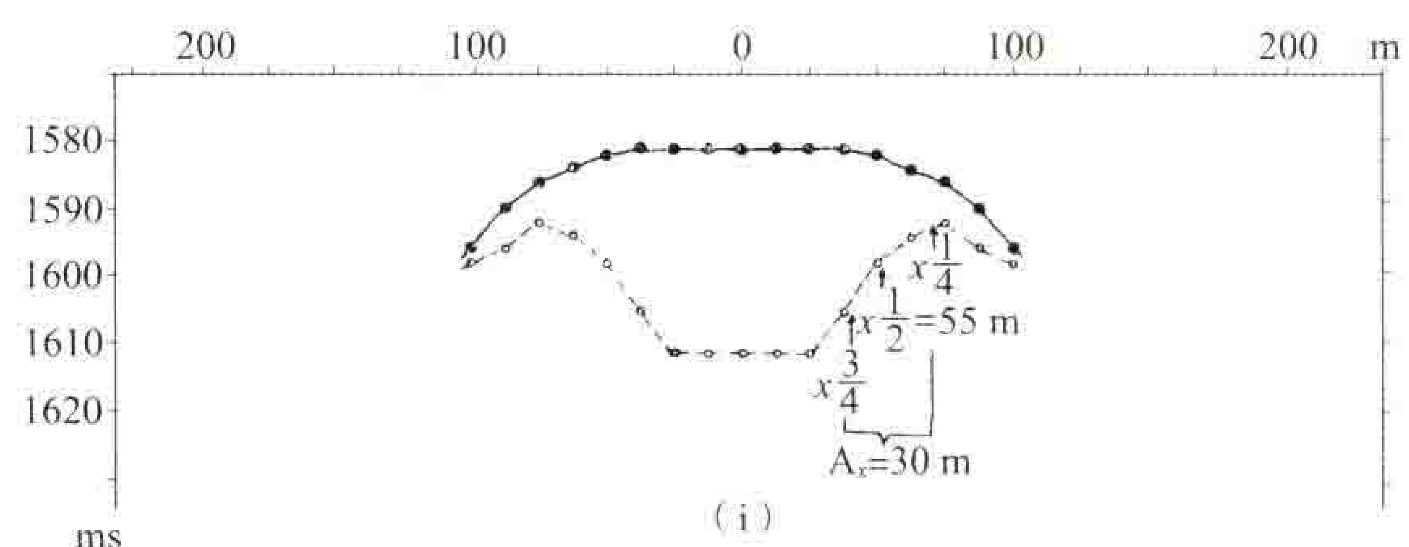










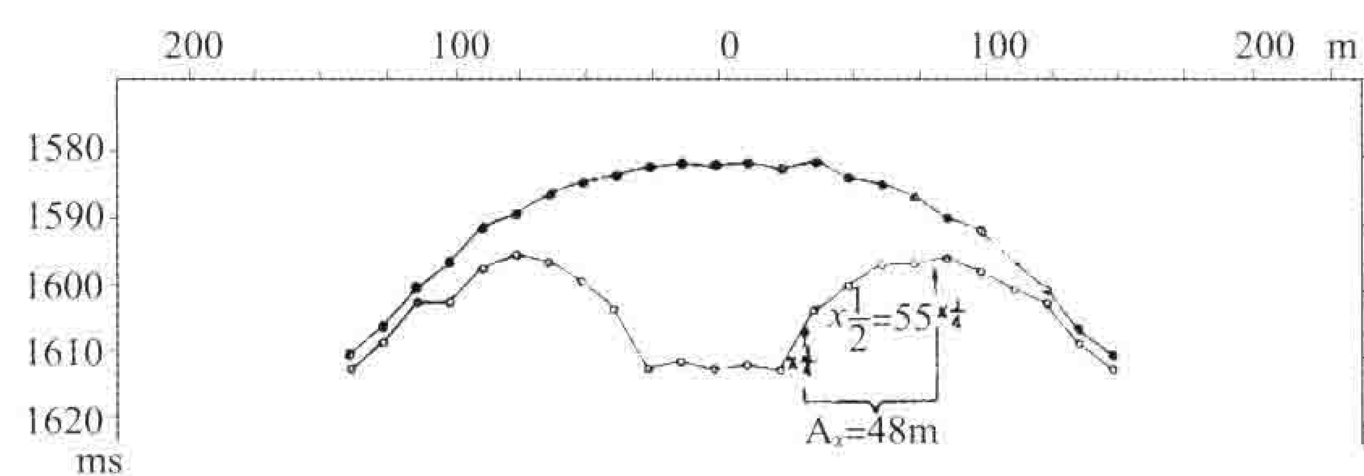


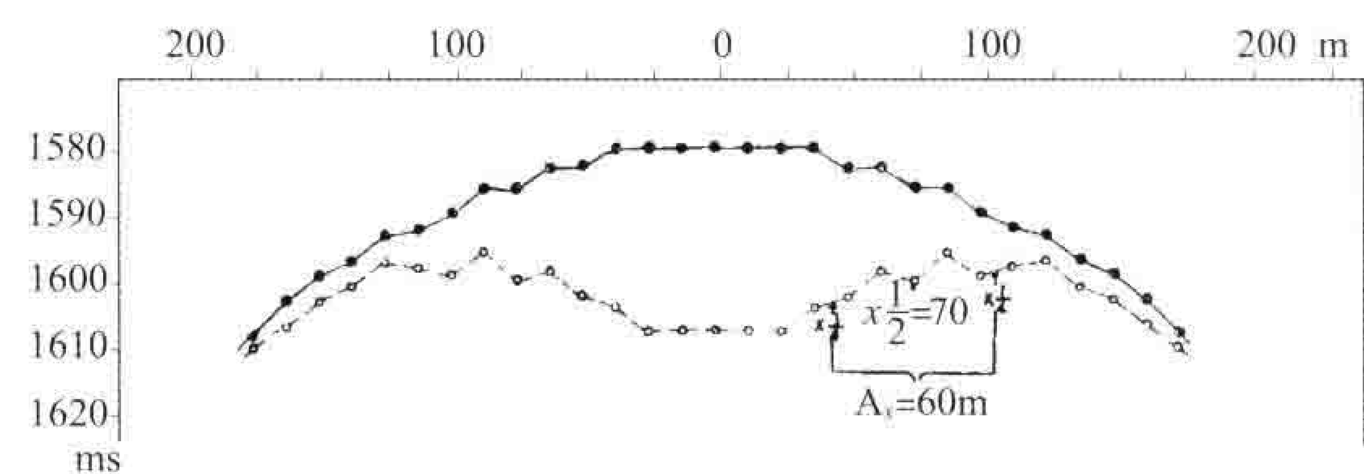
(d) 比正确速度大 20% (e) 比正确速度大 10%

(f) 比正确速度大 5%

(g) 比正确速度大 2% (h) 正确速度 2280 m/s

(i) 比正确速度小 2%





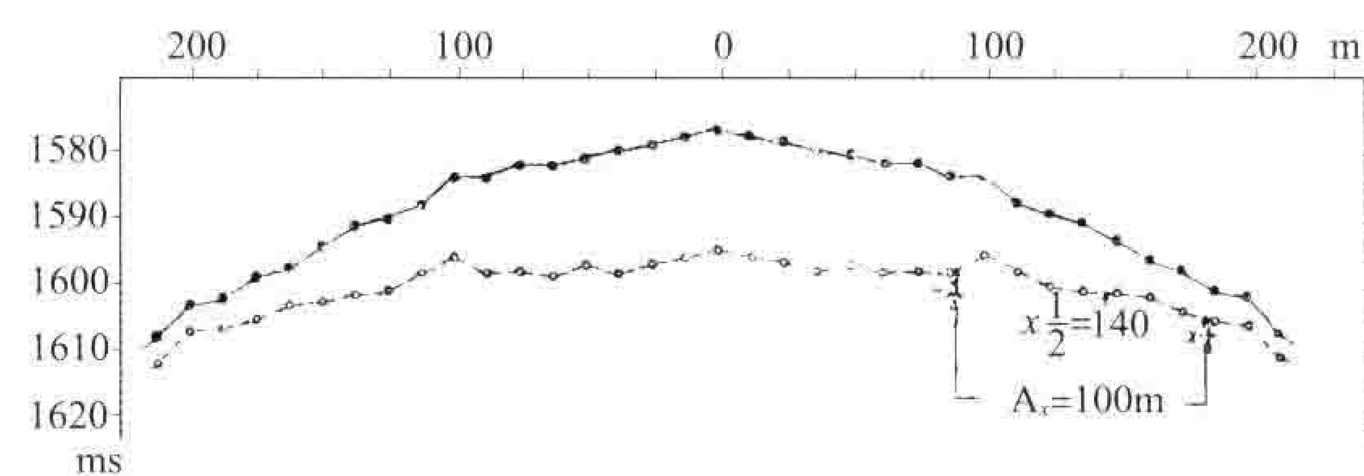


图 5 不同速度的扫描效果(扫描半径±1000 m)

(j) 比正确速度小 5% (k) 比正确速度小 10% (l) 比正确速度小 20%

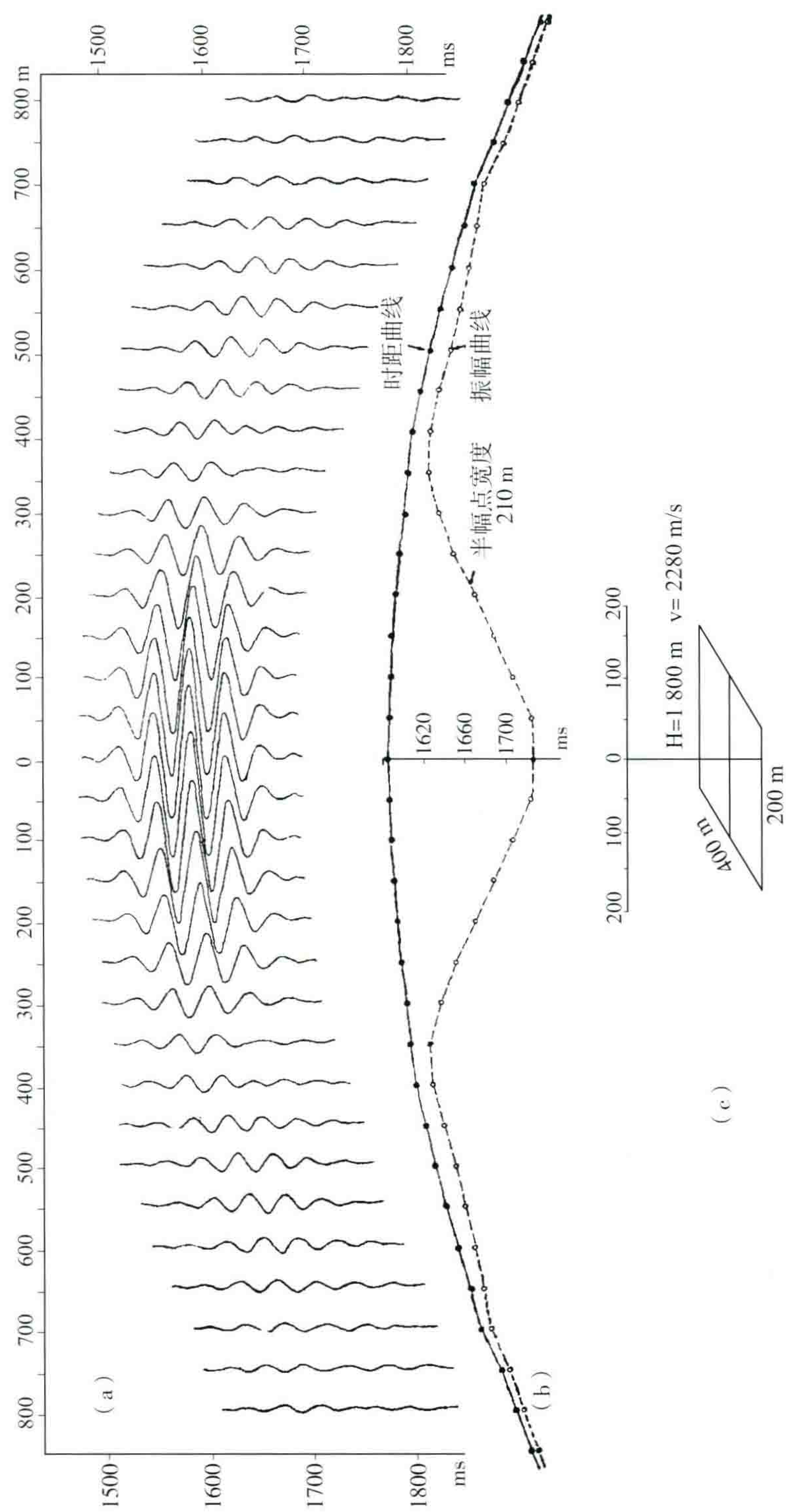


图 6

(a) 理论反射记录 (b) 振幅时距图 (c) 理论模型

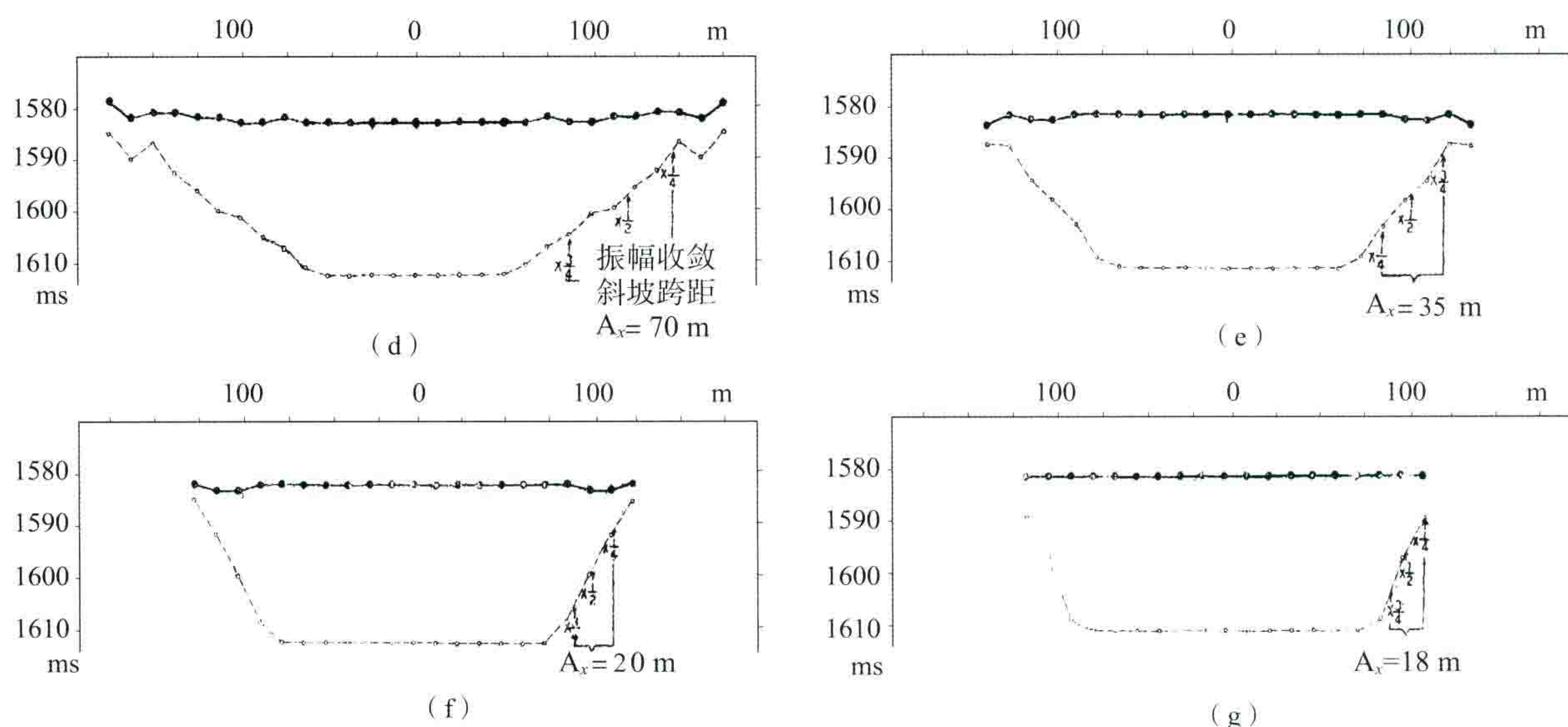


图 6　不同半径的扫描效果

(d) 半径±250 m　(e) 半径±500 m　(f) 半径±1000 m　(g) 半径±1500 m

由于扫描半径不可能任意长，扫描结果仍然残留一个小的剩余尾巴。在解释扫描叠加记录时，仍可根据半幅点定断点。如果我们把振幅收敛斜坡跨距作为利用半幅点定断点的误差，则由表 1 可见，当扫描半径放到±1000 m 时，断点误差大约在 20 m 左右。当扫描半径再加大时，断点误差并不显著降低。由此看来，对于 2000 m 左右的中层来说，扫描半径采用±1000 m 就足够了。

对于浅层，同样大小的断块，从性质上就变为大断块了。况且浅层一般断层不发育，断块本身就是很大的。所以，半径只要采用±500 m 左右就够长了。

至于深层，实际记录告诉我们，深层衍射现象更为普遍，有效波干涉严重，深层反射波往往“淹没”在干涉带中。因此，要使小断块反射波收敛起来，扫描半径就应该取得大些。

在扫描过程中，由于采用一定长度的半径，就有一定数量的记录道参与叠加。由于叠加的统计效应，不规则干扰将受到压制，信噪大约可提高$\sqrt{n}$（n 为叠加道数）倍。这与一般组合的统计效应是一样的。因此，增加扫描道数可以提高信噪比，改善记录面貌。

3. 扫描半径的大小取决于速度的精度

如上所述，当采用正确速度进行扫描时，半径越大，效果越好。当速度误差较小时，上述结论也还是对的。但是，当速度误差大到超过某一个范围，半径越大，效果反而越坏，如图 7 所示。

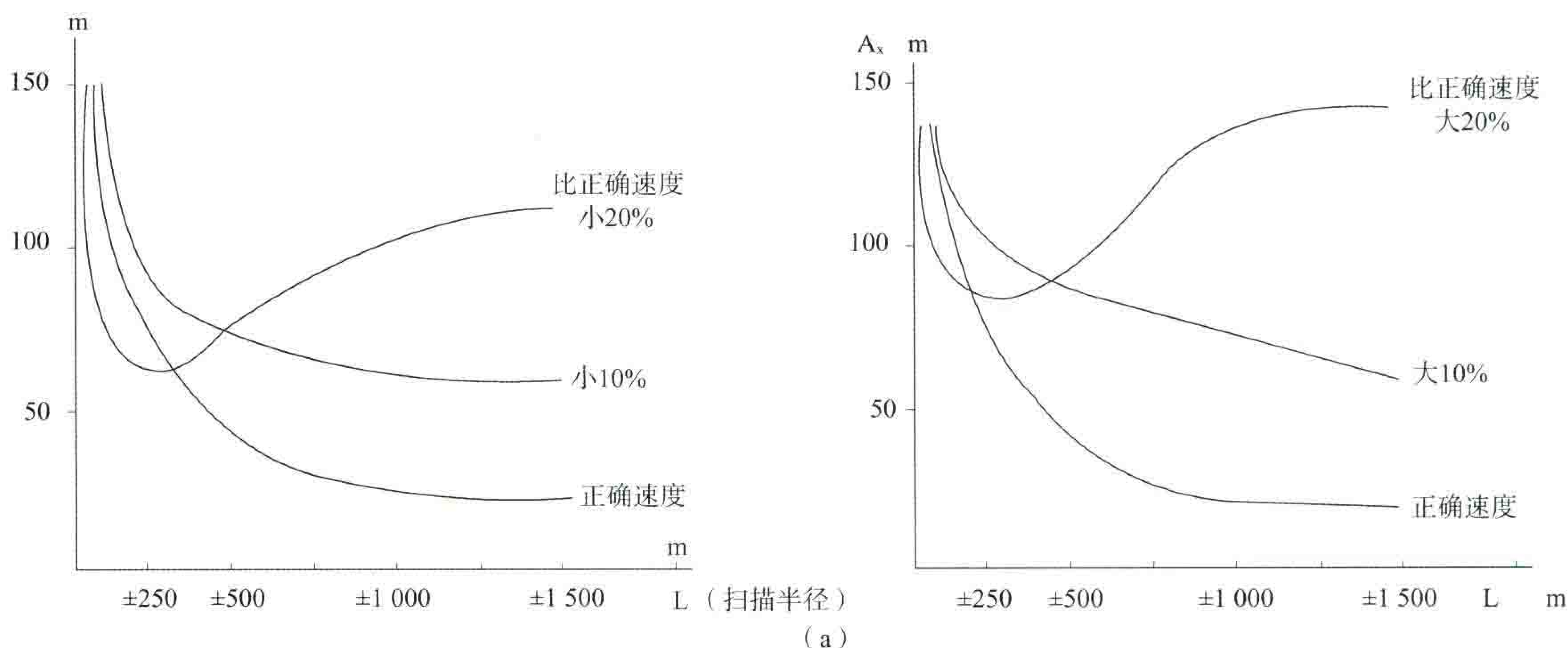
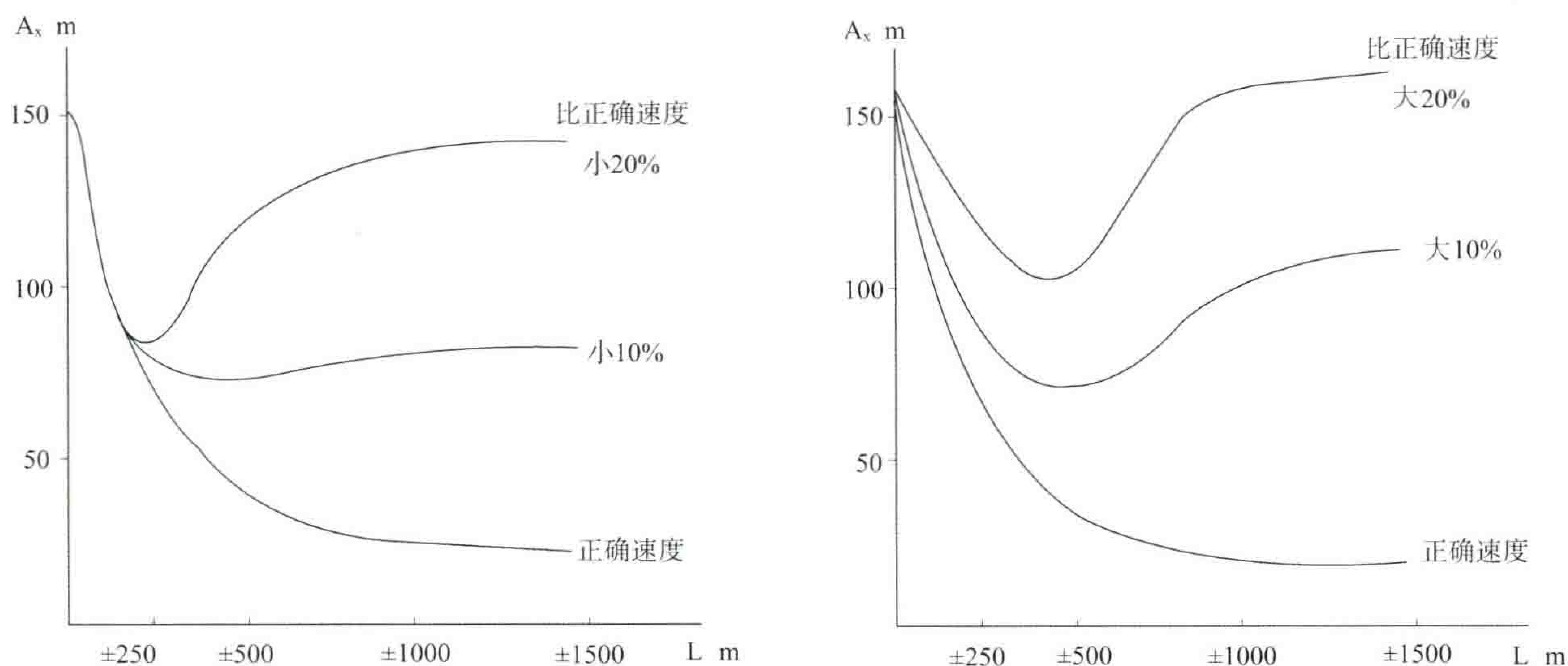


图 7

(a) 100 m 宽断块用不同速度扫描时半径与振幅收敛斜坡跨距的关系

断块　100×400 m　　深度　1800 m　　速度　2280 m/s



(b)

图 7

(b) 200 m宽断块用不同速度扫描时半径与振幅收敛斜坡跨距的关系

断块 200×400 m² 深度 1800 m 速度 2280 m/s

对于中层 100×400 m² 的小断块，当速度误差为±20%时，振幅收敛斜坡跨距随着半径的增加而加大，效果变差。而对于 200×400 m² 的小断块，则在速度误差为±10%时，振幅收敛斜坡跨距就随着半径的增加而加大了。

总之，对于中层 100 m、200 m 宽的小断块，当速度误差<±5%时，扫描效果基本上是随着扫描半径的加大而变好的。所以，只要能够保证上述的速度精度要求，一般不必担心半径大了，效果会变坏的情况出现。

对于浅层，同样的速度误差，半径大了，扫描效果会更坏。因此，在要求有高精度的速度资料的同时，半径应该适当小一些。

对于深层，同样的速度误差，半径大些，效果也不会太坏。

4. 倾斜断块的偏移效果取决于速度的精度和扫描半径的大小

绕射扫描叠加除了完成上述小断块的收敛外，在扫描过程中同时还完成了倾斜断块的偏移。因此，速度与扫描半径除了影响着小断块的收敛效果外，还影响着倾斜断块的偏移效果。

(1) 速度影响着倾斜断块的偏移位置。

速度对倾斜断块的偏移位置的影响，主要表现在下面两点。

其一是引起水平偏移位置不准。当速度偏小时，断块反射的位置靠下倾方向一侧，偏移距离不够，未偏移到准确位置上去；当速度偏大时，断块反射位置靠上倾方向一侧，偏移距离过大了，也未偏移到准确位置上去；只有当用正确速度扫描时，偏移位置才是准确的(图 8)。对于中层反射，当速度误差<5%时，其水平位置偏移误差，在倾角为 8°时，不超过 25 m，15°时不超过 50 m，30°时不超过 100 m，即倾角增加一倍，偏移误差也增加一倍。

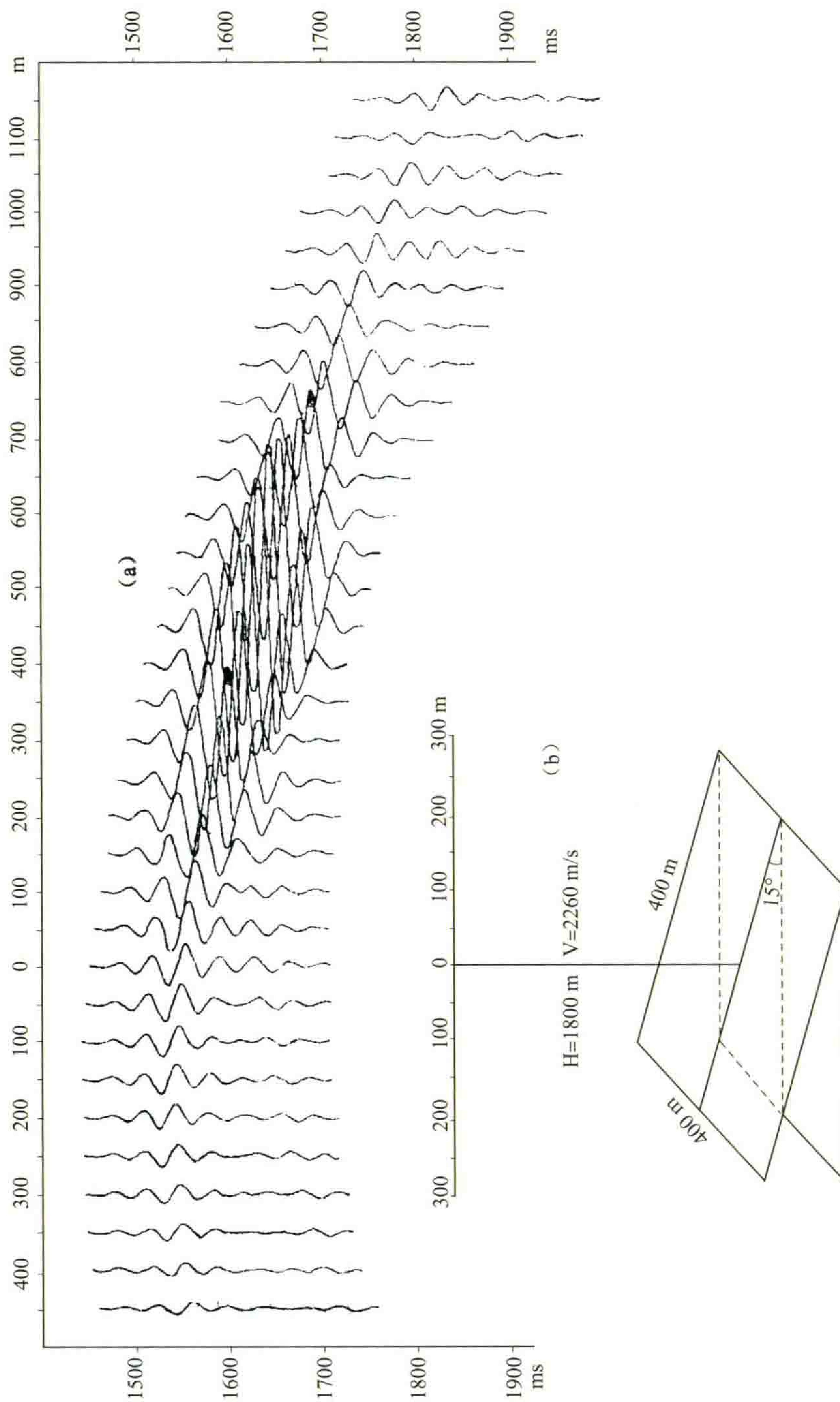


图8 （a）理论反射记录 （b）理论模型

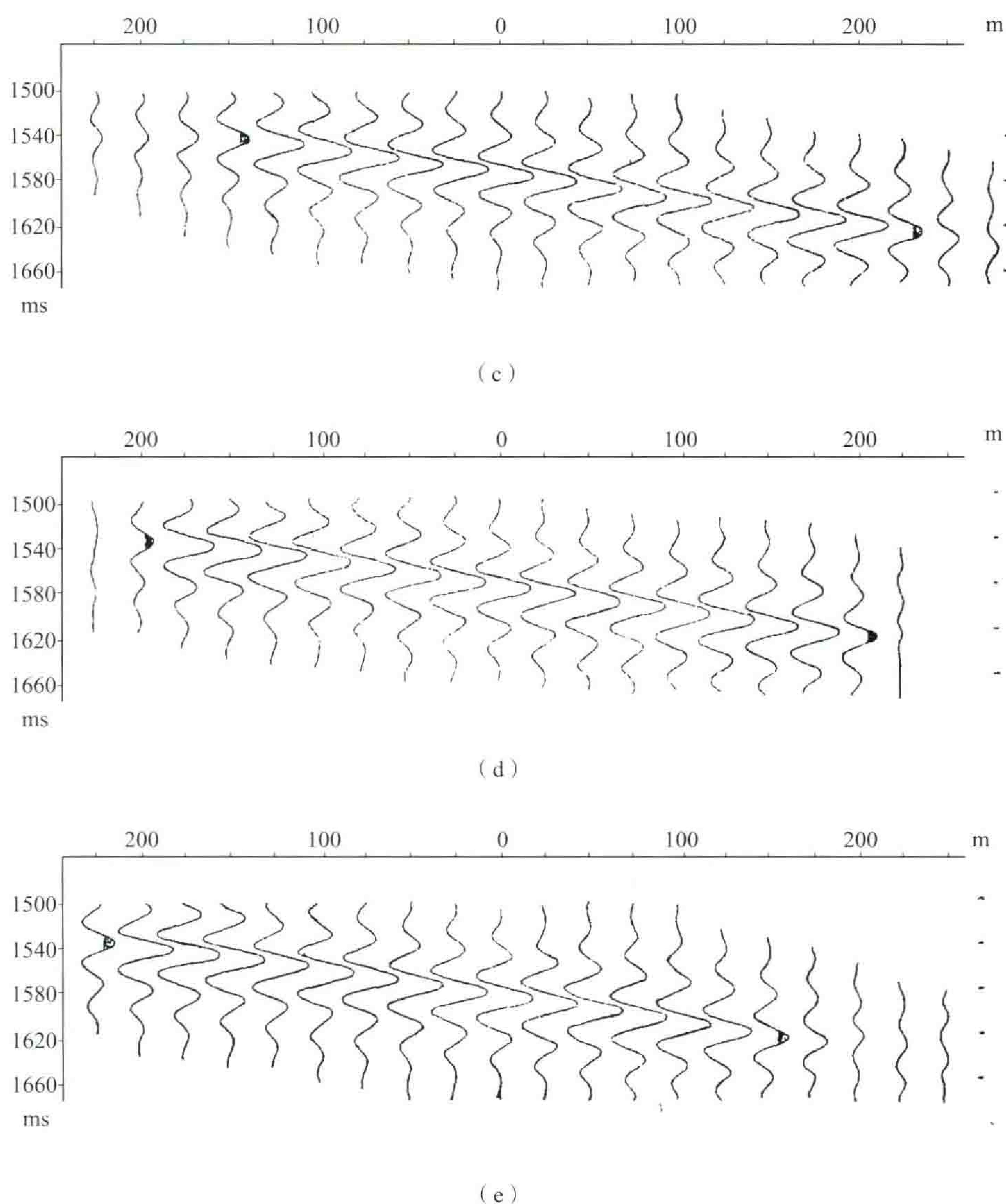


图 8 速度对倾斜断块偏移位置的影响扫描半径±1000 m

(c) 比正确速度小 5% (d) 正确速度 2280 m/s (e) 比正确速度大 5%

其二是在深度上引起误差:当速度偏小时,同一道的相位到达时间要提前,深度变浅;当速度偏大时,相位到达时间要滞后,深度变大;只有当速度准确时,深度才是准确的。对于中层来说,当速度误差为5%、倾角为 8°时,深度误差为 2 ms;15°时,深度误差为 5 ms;30°时,深度误差为 20 ms。速度误差越大,深度误差越大。基本规律是速度误差增加一倍,深度误差增加一倍。

要保证偏移位置准确,就要求扫描时采用的速度正确。在此,又一次提出了加强速度研究的重要性。

(2) 扫描半径的大小要考虑到倾斜断块的水平偏移距。

半径的大小,除了考虑到收敛效果、速度精度外,还应考虑到断块倾角的大小。半径的大小还与倾斜断块的水平偏移距有关。当半径小于水平偏移距时,在断块真正的位置上扫描时,由于半径短,根本抓不到反射主体部分,扫描结果、记录面貌全非,断块反射无影无踪了(图 9)。当半径接近水平偏移距,在断块实际位置上扫描时,扫描绕射双曲线刚刚抓到反射主体部分,所以倾斜反射得到了正确的偏移,只不过振幅弱且变化不均匀[图 9(d)]。当半径大于水平偏移距时,在断块的实际位置上扫描,扫描绕射双曲线穿过整个倾斜反射的主体部分,因而效果很好,振幅强且均匀[图 9(e)]。

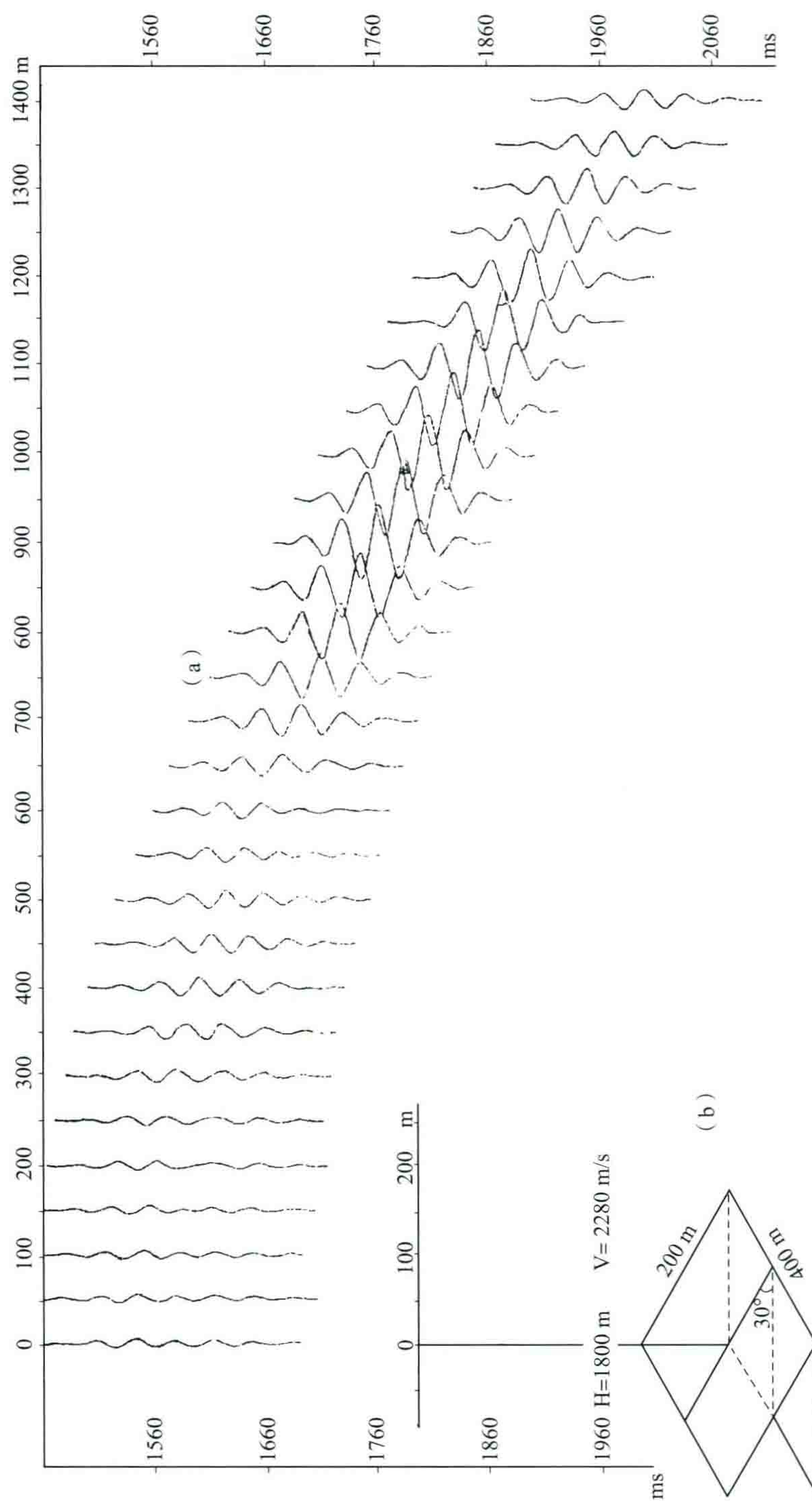


图 9

(a) 理论反射记录 (b) 理论模型

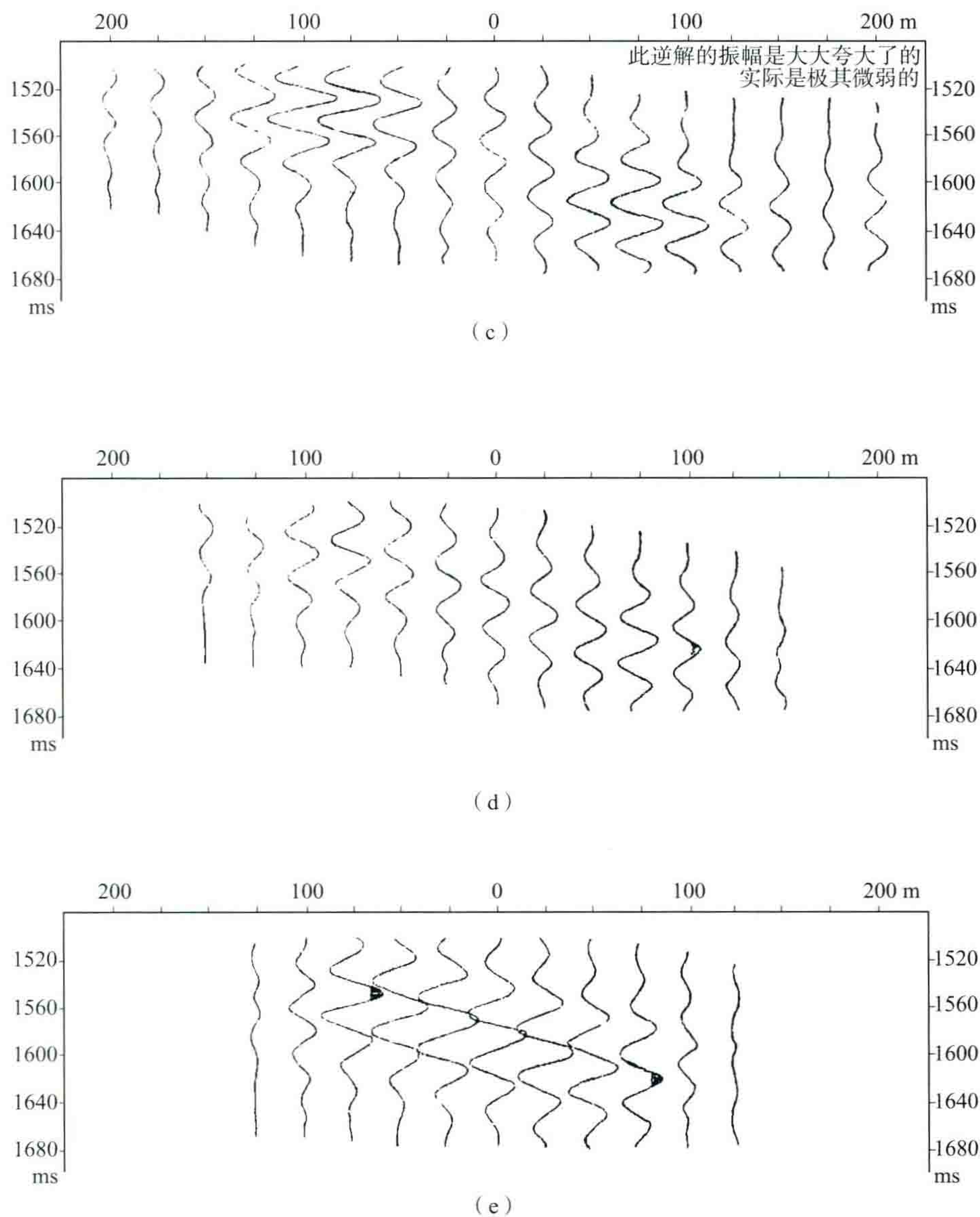


图 9 不同扫描半径的偏移效果(扫描时采用正确速度 2280 m/s)

(c) 半径±500 m (d) 半径±1000 m (e) 半径±1500 m

综上所述,要取得好的偏移效果,扫描半径必须大于倾斜断块的水平偏移距。在具体处理一个地区的资料时,可以根据该地区地层的最大倾角计算出法线反射点的水平偏移距,扫描半径应该大于这个数值,即可保证取得好的偏移效果。例如,对于中层,当断块最大倾角为 15°左右时,其法线反射点水平偏移距约为 500 m 左右。我们采用±1000 m 的扫描半径就足够了。即便是对于 30°左右的断层面反射及沉积盆地边缘的基岩反射,也基本上收到了偏移效果。

关于倾斜断块偏移后的产状,基本上与速度和扫描半径无关。比如,对于中层 15°以下的倾斜断块,斜差误差一般小于 2 ms。倾角大的时候,误差要稍大些。但是,当扫描半径接近断块水平偏移距时,由于偏移效果变差,也将影响到产状,使斜差误差变大(可大于 10 ms)。可见,要保证产状准确,扫描半径也应该大于水平偏移距。

5. 深层和邻层的影响

所谓深层和邻层的影响,是指对于一个断块扫描时,由于绕射波分解误差使扫描绕射双曲线穿过深层或邻层反射,抓到深层或邻层反射的振幅,叠加到断块反射上面来,使得扫描后的断块反射产生一定的误

差。这个误差即深层和邻层的影响。

为了分析深层和邻层影响引起多大的误差，我们把被深层和邻层影响的断块去掉，然后在相邻的浅层位置上扫描，如果叠加后有一定的振幅值，则是由深层或邻层影响产生的误差。

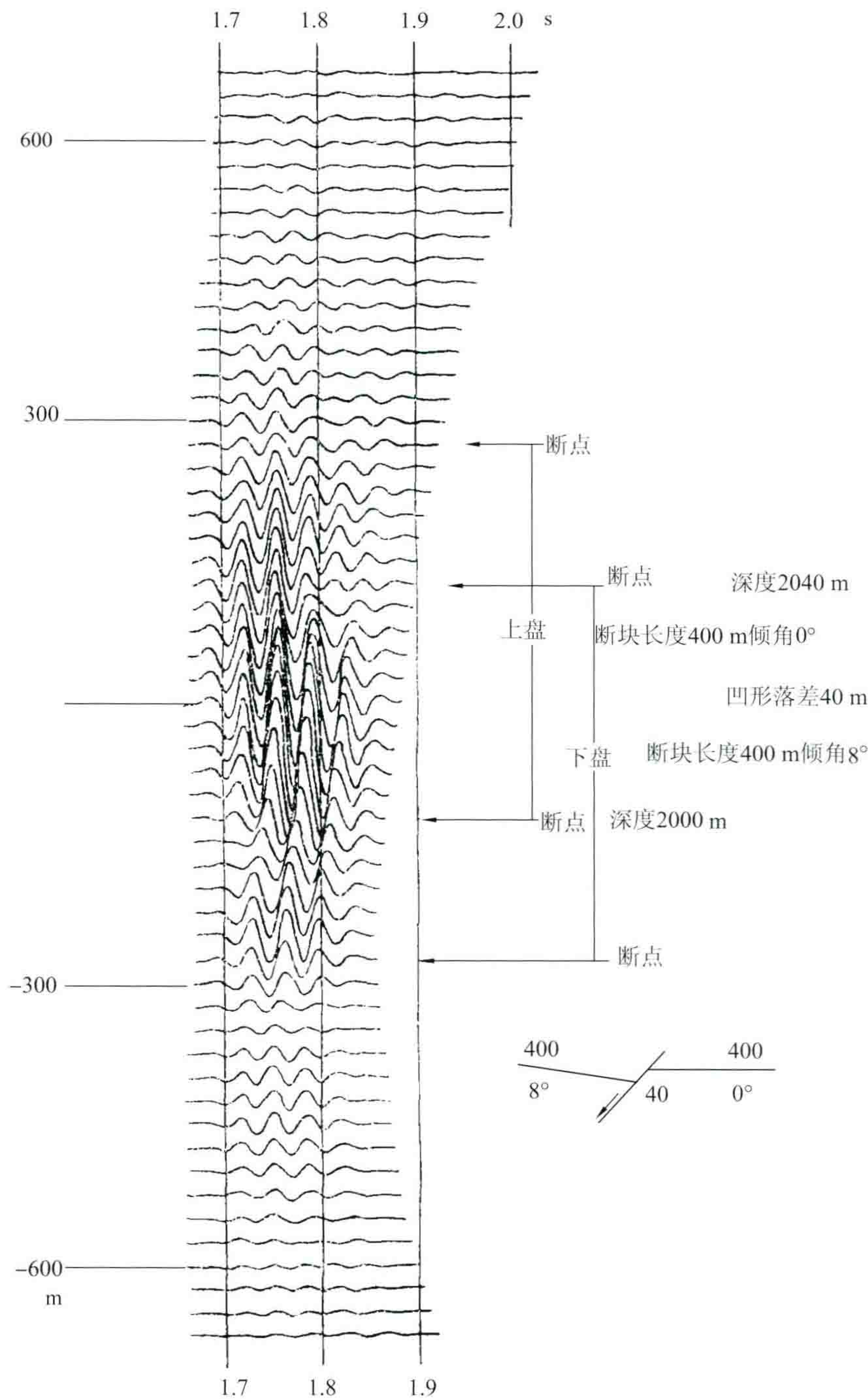


图 10 (a) 二断块理论合成记录

深层影响是存在的。对于中层的小断块来说，在浅层引起的误差可达 1/15～2/15。深层的断块大些，在浅层引起的误差也大些。这个误差应给予一定的重视。特别是对于先前采用增益控制的普通模拟记录来说，当深层是个强波，浅层是个弱波时，这个误差还是相当大的。当然，在今后的数字处理过程中，通过“振幅恢复”可以解决这个问题。

为了消除深层影响，在扫描时可以考虑采用加权系数。即在扫描绕射双曲线边道附近采用比极小点

附近小的加权系数，使边道附近干涉带分解的误差降到最低限度，以克服深层影响引起的误差，保证浅层扫描的效果。

加权系数如何确定？主要是根据扫描时微源的理论合成波形本身的振幅变化来确定加权系数。对于中层，在离开极小点 1000 m 处，振幅大约降到 50%(以极小点上加权系数为 100%)。

邻层影响是很小的，其误差可视为零。强振幅点为已被扫描收敛起来的断块反射本身，而相邻的其他范围内的点，振幅均为零。所以相邻断块扫描结果，效果应该是肯定的。即使两断块反射干涉在一起，其分解能力也是高的(图 10)。

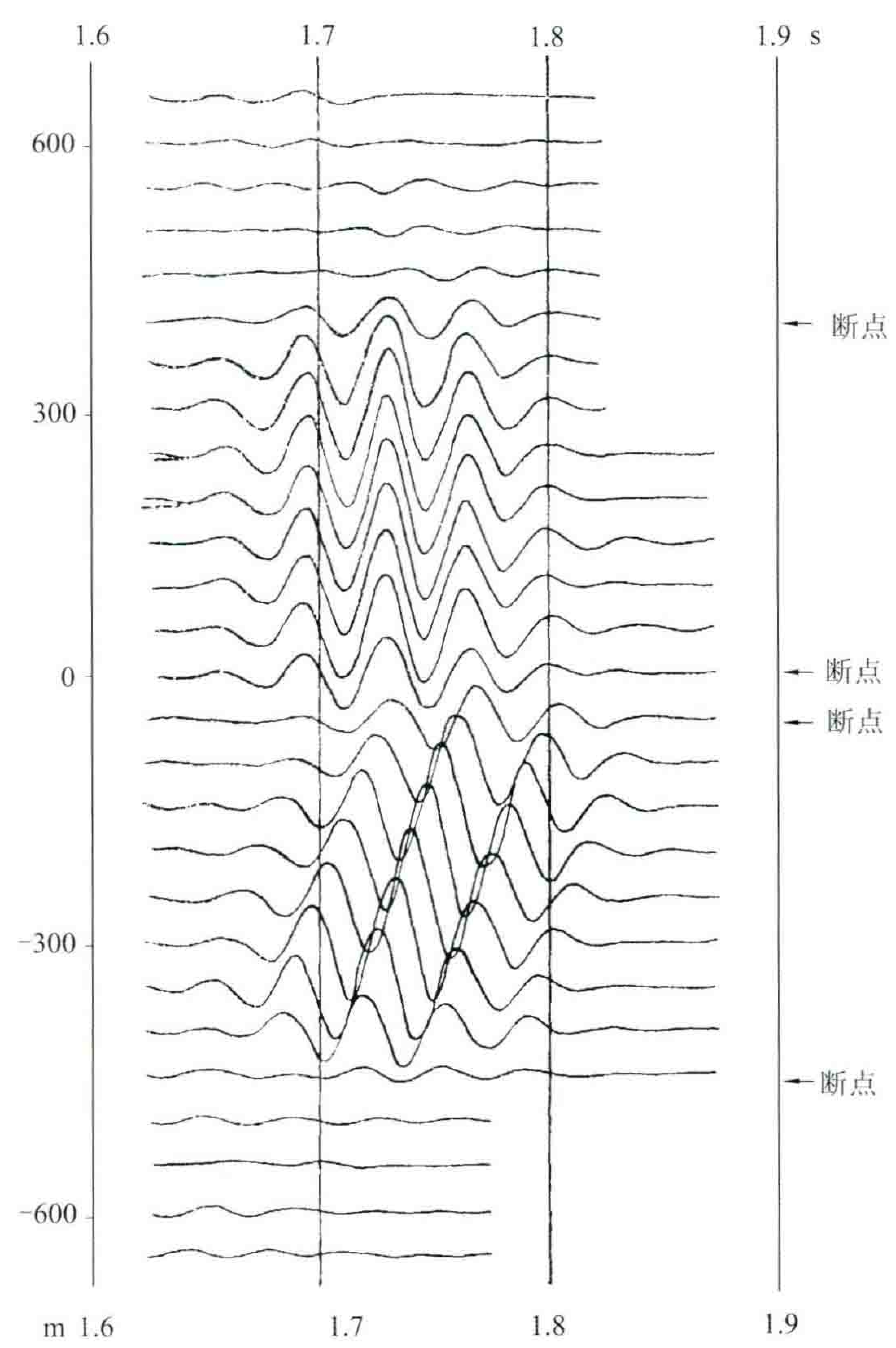


图 10 (b) 绕射扫描叠加记录自动完成干涉带分解

在速度存在误差情况下，由于收敛效果差而残留的剩余尾巴，对于邻层断块的影响则是不可等闲视之的。在图 11 所示的多断块理论剖面中，10%的速度误差造成的邻层影响是很严重的，造成各断块振幅不均匀，小断块同相轴不光滑，产状畸变。

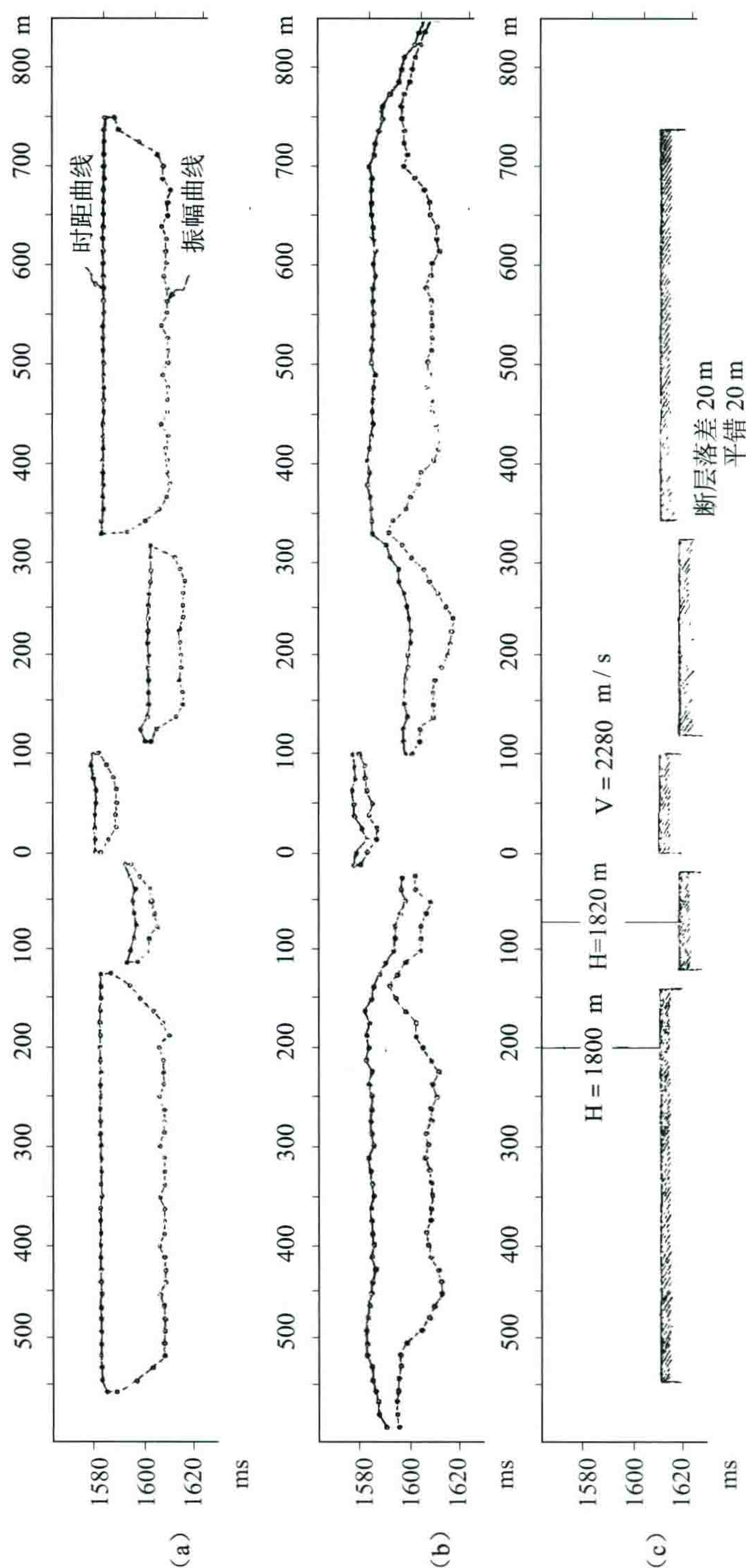


图11 由速度误差引起的邻层影响扫描半径±1 000 m

（a）采用正确速度扫描各断块显示清晰

（b）采用误差为10%的速度扫描邻层影响明显

（c）理论模型剖面（各断块为正方形二度体）

关于深层影响的误差分布范围，可按图 12 所示大致地确定。误差主要分布在Ⅰ区，其 ab 界限取决于深层反射的左边界。沿 ab 方向扫描时，扫描绕射双曲线能够抓到深层反射主体或尾巴的振幅，以致产生误差。误差分布范围的上限 ac 是由扫描绕射双曲线①②等决定的。在沿 ac 线扫描时，双曲线的边道都能抓到深层反射的主体以及尾巴部分，因而存在着产生误差的可能性。但是，越向 c 方向靠近，这个误差随着深层反射尾巴振幅的减弱减小，致使 cd 界限成为一个不确切的界限。至于下限 bd，同样也是一个不确切的过渡式界限，由Ⅰ区向Ⅱ区，误差将由大变小，甚至可忽略不计。Ⅱ区即邻层影响区，其误差值小于 1/15，可近似看作无误差区。

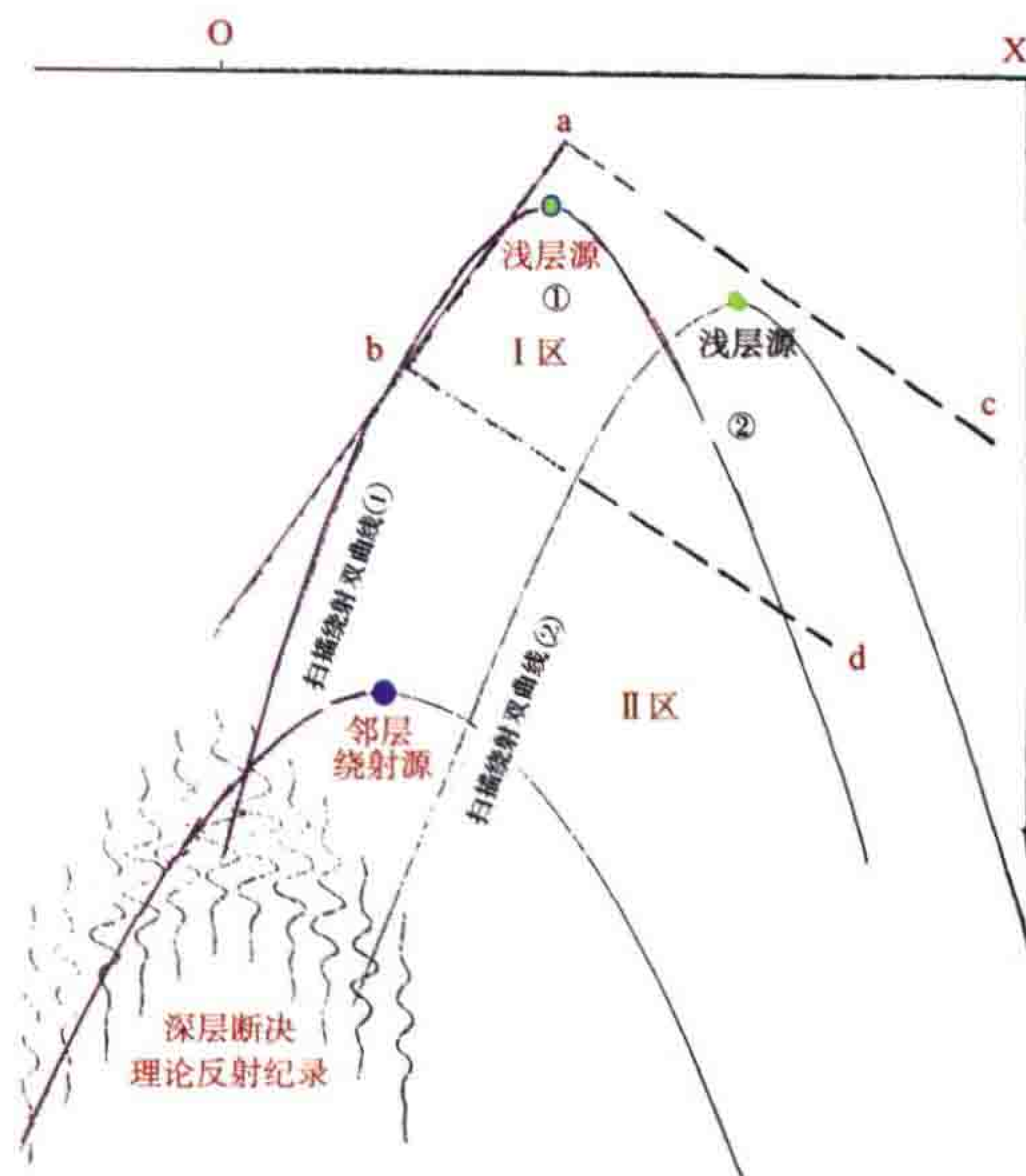


图 12　深层及邻层影响产生的误差分布范围示意图

Ⅰ区误差之所以大，Ⅱ区误差之所以小，是由于扫描绕射双曲线的不同部位通过深层反射造成的。在Ⅰ区扫描时，双曲线上较陡的边道附近通过深层反射，叠加时正负振幅的抵消作用弱，特别是边道上抓到一个极大值时，将无从抵消掉，而保留一定的值作为误差。而在Ⅱ区扫描时，双曲线上极小点附近平缓部位穿过深层反射(应视为邻层了)，叠加时正负振幅抵消作用强，保留下来的误差也就基本上小到忽略不计了。

6. 原始记录道间距多大合适

原始记录道间距也就是扫描叠加过程中的采样点距。采样点距小时，扫描效果好是无疑的。如图 13 所示，13①为图 11③多断块理论模型剖面的理论反射记录，除两边的两个大断块可对比外，中间则为一个资料复杂带，三个小断块无法搞清楚。当用 50 m 的采样点距扫描时，则各个断块得到了清晰的反映[图 13(b)及图 11(a)]。当采样点距为 100 m 时，各断块也还是比较清楚的[图 13(c)]。当采样点距增加到 200 m 时，小断块仍能清楚地反映出来，但有的小断块也遭到畸变。如图 13(d)中，200 m 见方的低断块变成了一个 100 m 宽的断块了。但当点距大时，小断块的振幅和大断块相当了，振幅相对地变强了，这对查明小断块则是有利的。当采样点距再大，达到 300 m 时，不仅小断块面目全非，无法搞清，就是大断块扫描效果也很差，振幅强弱悬殊，同相轴很不光滑[图 13(e)]。

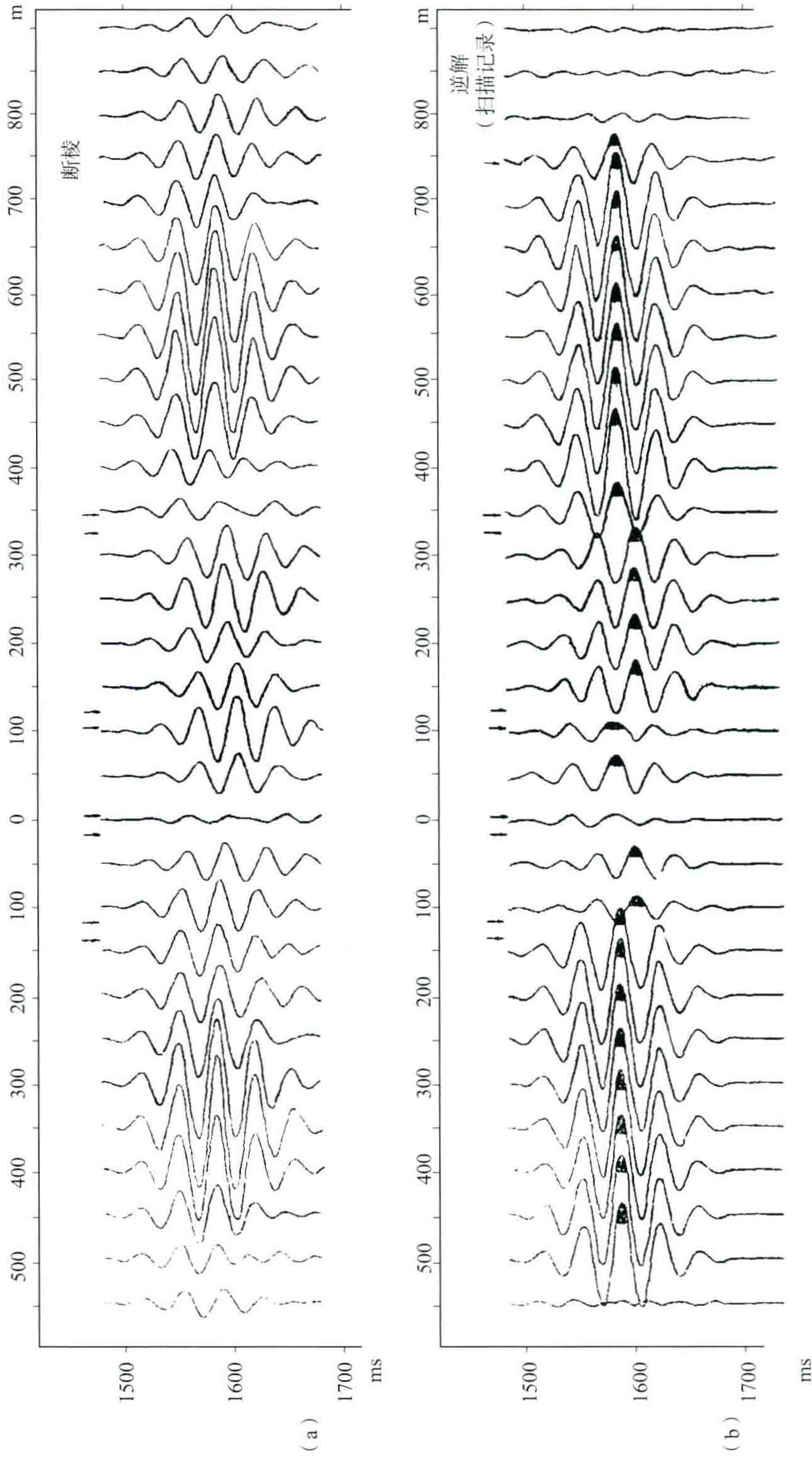


图13
① 理论反射记录［理论模型如图11 (c) 所示］
② 采样点距50 m［振幅时间距图如图11 (a) 所示］

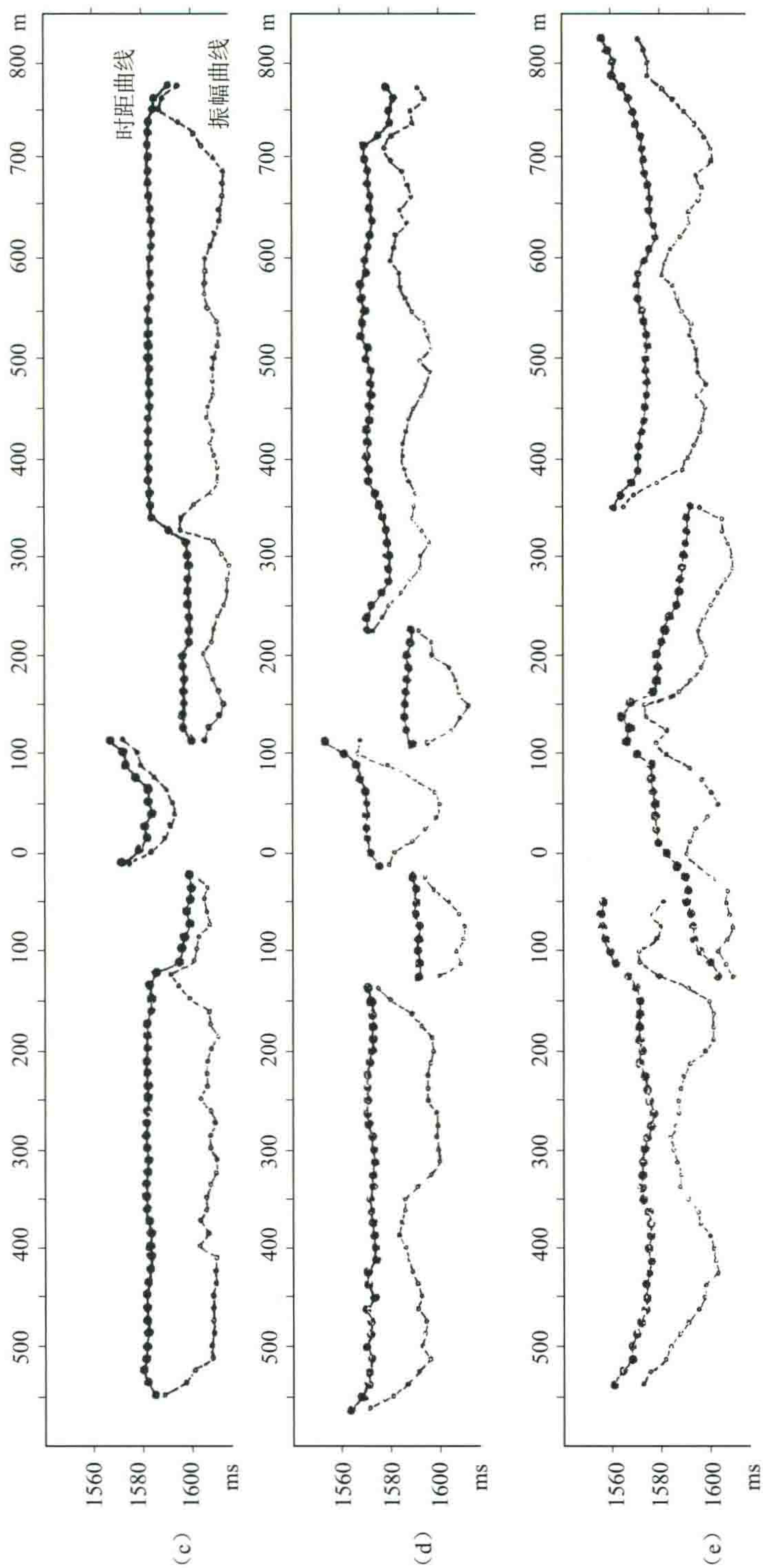


图13 扫描采样点距不同对扫描叠加效果的影响

扫描半径±1 000 m 速度2 280 m/s 模型同图11

(a) 采样点距100 m实际振幅为50 m点距振幅［图11 (a)］的5/10

(b) 采样点距200 m振幅为50 m点距的4/10

(c) 采样点距300 m振幅为50 m点距的4/10

综上所述，扫描采样点距不能太大，应以小于 100 m 为合适。因此，原始记录道间距也就应当小于 100 m，才能保证有好的扫描效果。

7. 绕射波能收敛到一个点子上去吗？

关于断块绕射尾巴的收敛问题在上面已经讨论过了。现在谈谈由微型断块（中层 20 m 见方）产生的典型绕射波的收敛问题。

从理论上讲，扫描后典型点绕射波是能够收敛到一个点上去的。但由于速度存在着误差，扫描半径还不能任意长，且通常尚在二维空间里进行扫描，所以一般是不能收敛到一个点上去的，仍有一个 50 m 左右

的分布范围[图 14(a)]。并且,由于小断块理论反射记录的振幅与断块面积成正比,微型断块的振幅将是很弱的。即使经过采样点距为 50 m,扫描半径为 1000 m 的二维扫描,振幅提高了 32 倍,也只相当于大断块收敛振幅的 1/270,振幅仍是很微弱的。当然,采用三维扫描和高频接收,其收敛程度和振幅值将会得到很大提高。

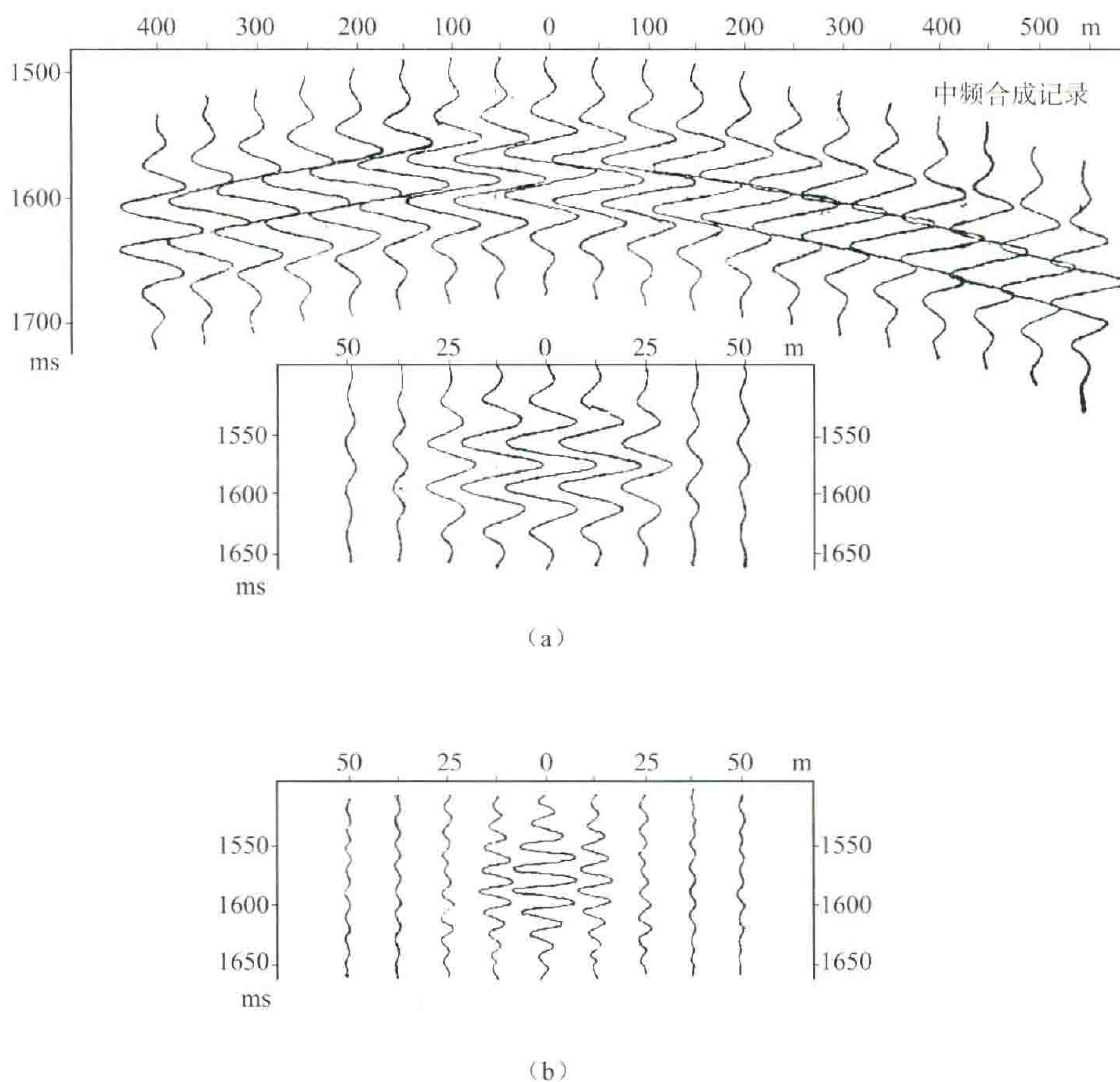


图 14 点绕射扫描记录

(a) 中频 T=35 ms (b) 高频 T=17.5 ms

8. 高频接收能改善小断块的收敛程度

与普通的中频比较,频率提高一倍,收敛效果提高一倍[图 14(b)]。因此,采用高频地震方法将使地震勘探小断块的能力大为提高。

9. 断点的分辨率

如前所述,绕射点源产生的绕射波叠加成了地震记录,这些绕射波的相互干涉非常严重,以致根本看不清各条绕射波时距曲线的轨迹。绕射扫描叠加就是从这些叠合干涉在一起的总图形中分解出由一个绕射源产生的绕射波,然后求其振幅和,从而确定地下各点源的强度。现在就来分析一下扫描中对干涉图形进行绕射波分解的分辨率问题。这实际上也就是断点的分辨率问题。

首先,对连续发炮排列中的绕射波时距曲线方程式

$$t=\frac{2}{V}\sqrt{H^2+X^2}$$

中的变量 X 进行微分,得到:

$$dt=\frac{2XdX}{V\sqrt{H^2+X^2}}$$

令扫描半径 $L=X$,并用时间和距离的增量代替微分符号,则上式变为:

$$\Delta t=\frac{2L\Delta X}{V\sqrt{H^2+L^2}}=\frac{2\Delta X}{V\sqrt{1+\left(\frac{H}{L}\right)^2}}$$

为了得到好的分辨率，就要求在扫描半径$\pm L$范围内，总时差$2\Delta t>\frac{1}{2}T$（T为视周期）。如果令$2\Delta t=\frac{2}{3}T$，则有：

$$\Delta X=\frac{1}{6}VT\sqrt{1+\left(\frac{H}{L}\right)^2}$$

由上式可见，当半径L确定后，就可以求得ΔX。ΔX定义为分辨长度。也就是在相邻断块的落差大于半个周期（约20 m左右）的条件下，能够清晰地分辨出断点的最小距离。当然，要精确地确定断点，ΔX越小越好。但不要任意小，只有满足上述公式，才有高的分辨率。我们确定断点的误差大小就等于ΔX。对于微型断块来说，当垂直测线方向的延伸相当长时，目前二维方法能够查明的最小断块的宽度也就等于$2\Delta X$。当然，三维方法及高频地震的实现，还将大大提高小断块的勘探精度。

由上式还可导出计算扫描半径L的公式：

$$L=\frac{H}{\sqrt{\left(\frac{6\Delta X}{VT}\right)^2-1}}$$

当给定确定断点的允许误差后，即可求得半径L。上式还表明，半径L是与深度H成正比的，深度越大，半径越大。即浅层的半径小，深层的半径要大。这和前面的分析结果是完全一致的，前面的结论在这里进一步得到了证明。

10. 新的计算速度方法应该建立在物理地震学的基础之上

目前一般计算速度的方法往往需要一些前提条件，比如，要求地下反射段产状水平，界面是平界面，且要有一定的长度。并且是以反射波相位时距曲线的概念为计算基础的。而在复杂断块区往往不能满足这些条件，速度资料的获得一般说来是很困难的，而且精度也受到限制。

但是，绕射扫描叠加对速度的精度要求却是很高的。因此，必须建立新的方法。

下面提出我们对新方法的设想。

当我们用绕射扫描叠加法得到一条剖面后，首先遇到的问题是我们得到的结果是否正确。因为事先并无法知道我们采用的速度是否准确。但是，从前面的分析中可知，只有当速度正确的情况下，扫描结果小断块显示才最清晰。这正如照相一样，照相时要调节焦距，使成像最清晰，照出的照片才最清晰。如果焦距不对，同样能拍出照片来，只不过成像模糊一些而已。小断块清晰度可以用振幅收敛斜坡跨距的大小和时距曲线的平滑程度等作为标志。如前所述，当速度正确时，斜坡跨距最短，时距曲线平直；当速度错误时，斜坡跨距变长，时距曲线弯曲，出现向上翘或向下弯的剩余尾巴，就像长了"胡子"一样。我们可以利用这些标志判断速度的精度，确定出最佳扫描速度。具体的实现可通过程序解决，比如，可排一个小断块清晰度自适应程序，通过机器用不同速度扫描叠加，沿相邻道找振幅极大值，求取振幅收敛斜坡跨距，作出斜坡跨距随速度变化的谱线，利用斜坡跨距最小作标志，求取最佳扫描速度。

目前，可首先确定二维情况下求速度的方法。今后，如果触动用三维方法求速度，可能是最精确的方法。这种方法应与普通速度谱的方法互相配合，互相补充，以取得完整的最佳扫描速度。

二、实际记录的二维绕射扫描叠加

实现方法

对实际记录进行二维绕射扫描叠加，由于设备和人力的限制，目前尚少实践。在此，只对其实现方法做一个简要介绍。

1. 对普通排列生产记录的实现方法

对普通的野外生产记录，不需要做动校正，即可用电子计算机实现二维绕射扫描叠加。

用于扫描的绕射双曲线计算公式已在前面理论反射记录的逆解中做过介绍，这里只给出结果：

$$t=\sqrt{\left(\frac{t_0}{2}\right)^2+\frac{X_P^2}{V^2}}+\sqrt{\left(\frac{t_0}{2}\right)^2+\frac{(X-X_P)^2}{V}}$$

式中 X_p 为绕射源距炮点的横坐标位置，X 为接收点与炮点的距离。

按上式计算的时间 t 在各道上取振幅值，然后叠加起来，就得到一个绕射源的振幅，即完成了一个绕射源的扫描。对某一显示记录道(即固定 X_p)从浅到深逐点扫描，就完成了一道的扫描。如此逐道由浅到深都这样做过后，就完成了一条绕射扫描叠加剖面。

扫描叠加显示记录道可以和生产记录的记录道位置重合。如果生产记录道间距较宽，也可以在记录道之间内插加密若干道，使显示记录道间距变小，取得更为详尽的资料。因此，野外施工中道间距不一定很小，而在处理资料中却可以用机器内插加密显示道。这是扫描方法的一个突出优点。

绕射点源所在的显示道与炮检距中点的水平距离定义为扫描半径。对于小排列生产记录，只利用一张记录扫描，半径显得太短了。而且边道附近扫描时也应该借用相邻记录上接收到的信息。因此，需要利用多张记录参与扫描。

2. 对经过覆盖后的记录的实现方法

鉴于绕射扫描叠加对多次反射还不能完全压制，所以在压制多次反射方面，还必须靠多次覆盖方法。今后对付复杂地区的方法，可能应该是覆盖加扫描叠加。

对于已经经过覆盖了的记录，每一道都相当于 t_0 道，变成为自激自收的连续发炮记录，则实现扫描叠加较为简便。计算绕射扫描双曲线的公式，如同前面理论反射记录逆解中给出的结果一样：

$$t=2\sqrt{\left(\frac{t_0}{2}\right)^2+\frac{X_P^2}{V^2}}$$

在扫描叠加前，首先要选取精度较高的速度资料作为参数。因为速度对扫描效果起着决定性的作用。对于速度横向变化大的地区，还当考虑横向速度的插值问题。

在叠加过程中，深浅层应采用不同的扫描半径。在深度上可以分成若干段，使半径从浅到深逐级增大，相邻段之间半径差别不要太大(小于 100～300 m)。这样可以保持深浅层振幅连续性较好，在各段分界处不至于产生振幅突变。

对扫描叠加成果的显示，应选择适当的比例因子，以便使叠加的绝对振幅乘上这个比例因子后，能够满足显示设备的要求，正确地显示出来。比例因子的选择应保持不同断块及深浅各层波的相对强弱关系。同时，也要照顾到深浅层都有足够的能量。因此，比例因子的选择应该是一个需要认真、细致的工作。只有比例因子选得合适，才能得到较好的显示结果。

在叠加剖面上，显示的时间间隔选取，应保证能够把地震波波形唯一地描述出来，而工作量又尽可能小些。一般采用 4～5 ms 是合适的。关于显示道间距的选择请见前面的叙述。

3. 利用覆盖资料实现绕射扫描叠加的正确途径——先偏后叠

对于水平或倾角较小的反射，采用上述的方法，即先经过覆盖，然后再进行扫描叠加——先叠后偏，是完全可以的。但对于倾角较大的反射，覆盖方法是无法取得“共反射点”道进行叠加的，且根据水平地层进行的动校正尚残留着剩余时差，叠加结果并不能得到强振幅。为了克服这一缺陷，在利用覆盖资料进行扫描叠加时，先不要覆盖，而是先进行绕射扫描叠加，使地下各绕射源发散的能量收敛起来，得到偏移剖面，然后再把属于地下同一个绕射源的各种记录扫描叠加振幅再叠加在一起，也就同时完成了覆盖过程。此即先偏后叠的方法。

先偏后叠的处理过程，实质上是边扫描边覆盖，扫描叠加完了覆盖也完成了。

利用覆盖资料扫描时，要考虑初至切除问题。由于覆盖采用大排列观测，在远离炮点的记录道上，初至波到达时间将相当迟。比如，直达波传播速度为 1800 m/s，当炮检距为 1800 m 时，初至波到达时间将

为 1 s，再加上 0.3 s 宽的破坏带，则初至影响范围达到 1.3 s。当在浅层进行扫描叠加时，将影响到扫描效果。因此，在扫描时要做初至切除。切除时间可按下式计算：

$$t_s=\frac{X_s}{1800\ \mathrm{m/s}}+0.3\ \mathrm{s}$$

式中 X_s 为炮检距。

最后，应该指出这个方法的优点是：① 保证有好的覆盖效果；② 扫描叠加和覆盖一次完成，节省工作量；③ 易于改变扫描叠加因素，反复进行资料处理。

4. 在模拟地震仪上实现绕射扫描叠加的可能性

以上介绍的扫描叠加实现方法，都是应用计算机完成的。现在提出在模拟机上实现扫描叠加的可能方法。

（1）校正组合法。大家知道，动校正可以把反射时距曲线校直。如果我们能把绕射时距曲线校直，然后组合输出，也就完成了扫描叠加过程。

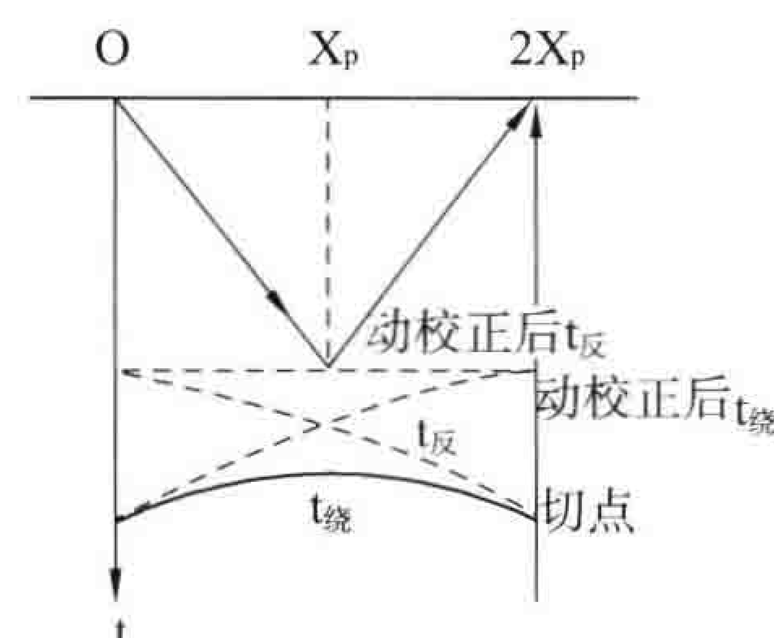


图 15

绕射波与反射波时距曲线的关系如图 15 所示，对于地下某一绕射源 p 点，其绕射时距曲线的极小点和源的横坐标位置完全相等，并且与绕射源深度相同的水平界面的反射波时距曲线相切于二倍的绕射源距炮点的距离上。

第一步，做普通的动校正，结果是反射波时距曲线被校直，而绕射波时距曲线仍然是弯曲的。绕射波时距曲线的极小点在与反射波相切的切点上，极小点的时间值与绕射源所在的水平界面的回声时间 t_0 相同，绕射波时距曲线和该水平界面反射波时距曲线是相同的。

第二步，以上述经过第一次动校正后的绕射波时距曲线的极小点为原点，再用同样的动校正量进行一次校正，就可以把绕射波时距曲线校直。

对经过上述两步动校正的记录，再以各记录道为原点进行组合输出，就得到了扫描叠加剖面。

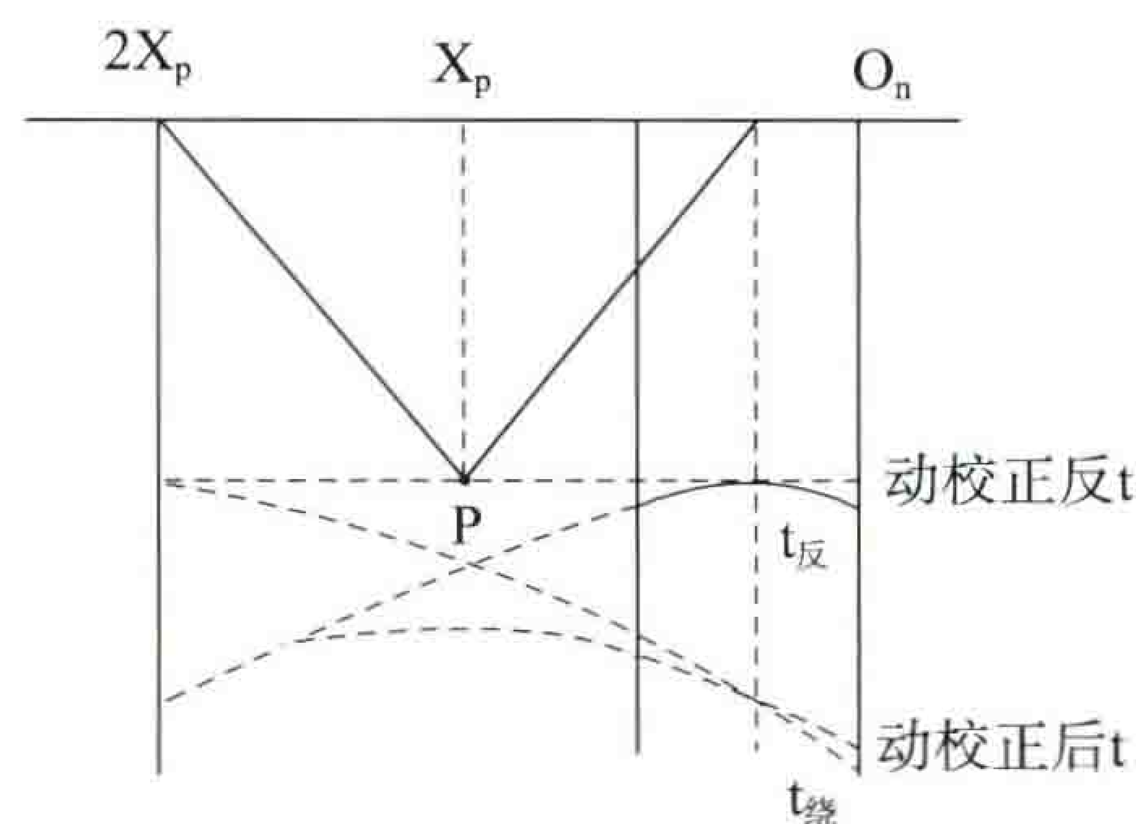


图 16

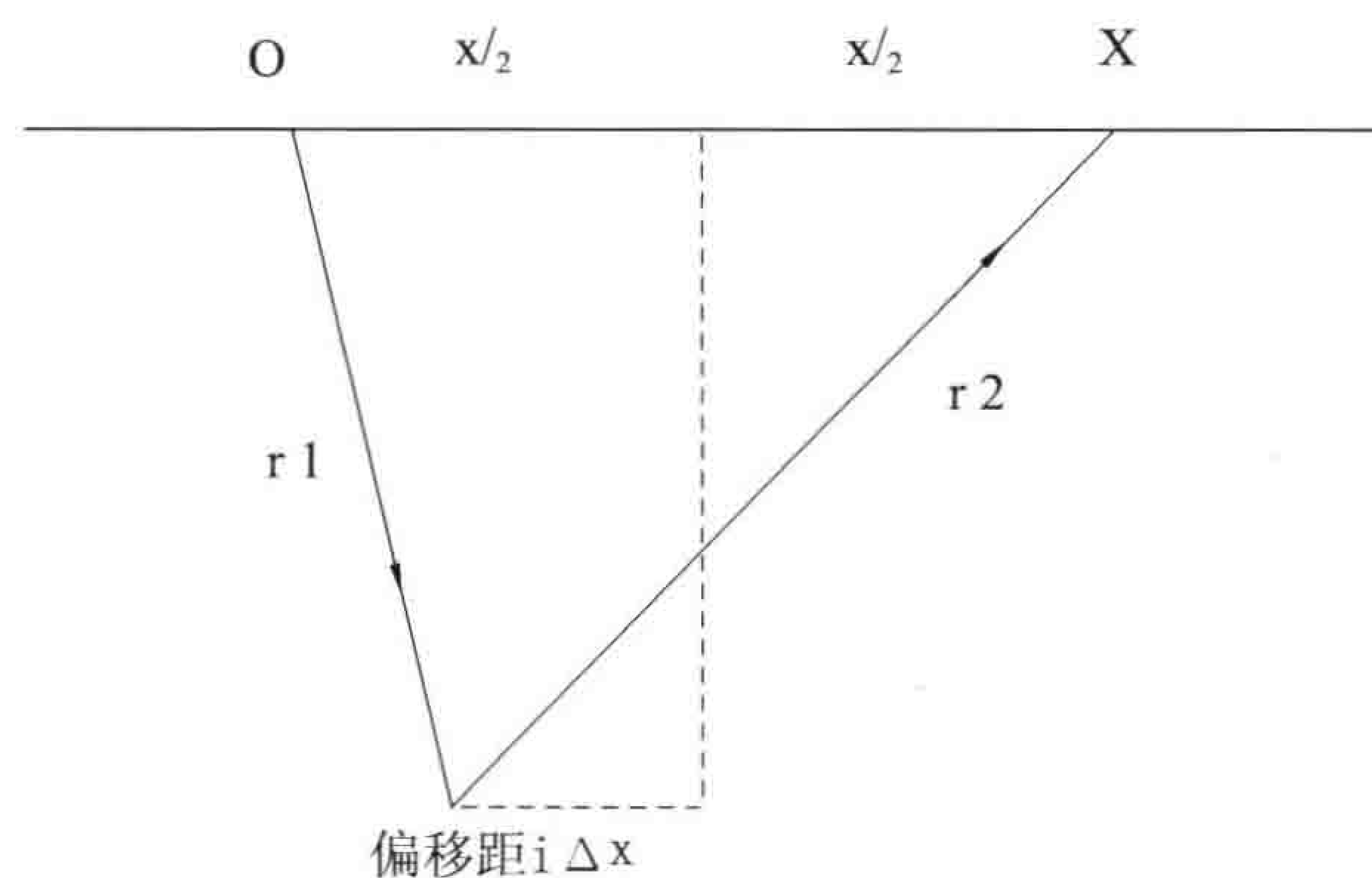


图 17

对于大排列覆盖记录，可一次完成扫描叠加。对于普通小排列生产记录，要保证足够的扫描半径，还需要用相邻若干张记录参与扫描叠加。对于相邻任意一张记录，可以利用图 16 所示关系对上述同一绕射源进行校正组合，将组合结果叠加到该绕射源上去即可。

（2）校正覆盖法。如图 17 所示，炮检距为 X，绕射源对炮点与接收点中点的偏移距离（以下简称偏移距）为 $i\Delta X$。则绕射波时距曲线的校正值为：

$$\Delta t=\sqrt{\left(\frac{t_0}{2}\right)^2+\frac{(X/2+i\Delta X)^2}{V^2}}+\sqrt{\left(\frac{t_0}{2}\right)^2+\frac{(X/2-i\Delta X)^2}{V^2}}-t_0$$

对上式展开，略去高次项后：

$$\Delta t=\frac{X^2}{2t_0V^2}+\frac{(2i\Delta X)^2}{2t_0V^2}$$

$$\Delta t=\frac{X^2}{2t_0v^2}$$

可见，偏移距为 $i\Delta X$ 的校正量比偏移距为零的校正量多一项 $\frac{(2i\Delta X)^2}{2t_0V^2}$，因此，对偏移距为 $i\Delta X$ 的校正，可以在对偏移距为零的通常动校正的基础上，再做一种对每道相当于有一固定炮检距（$2i\Delta X$）的动校正。

根据上面建立的校正公式，就可以对原始记录进行校正覆盖处理。其具体过程是：首先将原始记录道的振幅按偏移距为零的绕射路程进行通常的动校正，放到相应的各绕射源上去。再将原始记录道的振幅按偏移距为 ΔX 的绕射路程进行校正，即在通常动校正的基础上，做一种对一道相当于有一固定炮检距（$2\Delta X$）的动校正。覆盖到相应于偏移距为 ΔX 的各个源上去。如此，依次根据偏移距为 $2\Delta X$，$3\Delta X$，…，$n\Delta X$，进行对每道相当于有一固定炮检距（$4\Delta X$），（$6\Delta X$），…，（$2n\Delta X$）的动校正，覆盖到相应的绕射源上去，则扫描叠加也就通过校正覆盖的过程来完成了。

扫描半径由 $n\Delta X$ 确定。

由于覆盖完一道后输出显示较为方便，可固定一道显示道，对记录做一次通常的动校正后，所有记录道依次做偏移距为 ΔX，$2\Delta X$，$3\Delta X$，…，$n\Delta X$ 的校正，边校正边覆盖到该显示道各点源上去，然后输出显示。

我们选取了有较多钻井资料验证的两条剖面，对经过覆盖处理后的记录进行了二维绕射扫描叠加。由于覆盖记录每一道都是 t_0 道，因而采用连续发炮排列的绕射波时距曲线公式计算扫描绕射双曲线。

扫描叠加采用的速度参数为 DY 地区综合速度及速度谱资料。

扫描半径从浅到深逐级增大，如下表所示：

表 2

t_0(s)	L(m)		
	第一方案	第二方案	第三方案
0.50～0.66	300	400	500
0.66～0.82	400	500	600
0.82～1.06	500	600	700
1.06～1.30	600	800	800
1.30～1.54	800	1000	900
1.54～1.86	1000	1100	1000
1.86～2.18	1200	1200	1100
2.18～2.58	1400	1200	1200
2.58～3.50	1500	1200	1200

表中第一方案浅层半径偏小，深层半径偏大，使得浅层振幅不够突出。第二和第三方案浅层半径加大，使得浅层振幅加大；深层半径减小，振幅并无明显减弱；而中层半径加大，有利于加强中层。

扫描叠加输出显示时，要求振幅有合适的幅度。由于深浅层采用不同的扫描半径，振幅差别显著。为了兼顾浅、中、深层都有足够强的振幅，又要保持各个波的相对强弱关系，在显示时应采用一个统一的比例因子对叠加振幅进行处理：叠加振幅 $\sum_{i=1}^{n}A_i$ 除以参与扫描叠加的道数 n，就可消除由于半径长短不同对振幅大小的影响，然后，减去波形的零线位置参数 63，再除以 $\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}A_i$ 的最大值 K，使振幅变为一个小于等

于 1 的数，再乘以放大系数 31，使振幅变为 31 个级别，输出显示。

上述在振幅处理中，叠加振幅除以扫描道数 n，对于深层显示不利。因为深层半径虽然大了，但叠加振幅并不与叠加道数成正比，所以深层叠加振幅除以道数 n 后将很弱。今后应妥善考虑振幅的处理问题。

扫描绕射点网格为时间一距离网格，即为时间剖面显示。时间间隔 $\Delta t=4$ ms，道间距 $\Delta X=25$ m。

处理一张记录(24 道)，从输入重排、数字滤波、扫描叠加到输出显示，包括倒带在内，共需 17 min。

绕射扫描叠加剖面与六次覆盖相比，有很大提高和改进。

经处理后，信噪比普遍提高，使波组突出，层次清楚。由于绕射波尾巴的收敛，使断点中断干脆，清晰易认，所划断层线少切或基本不切反射段，小断块也能比较正确地划分出来，在地质上取得了较好的效果。

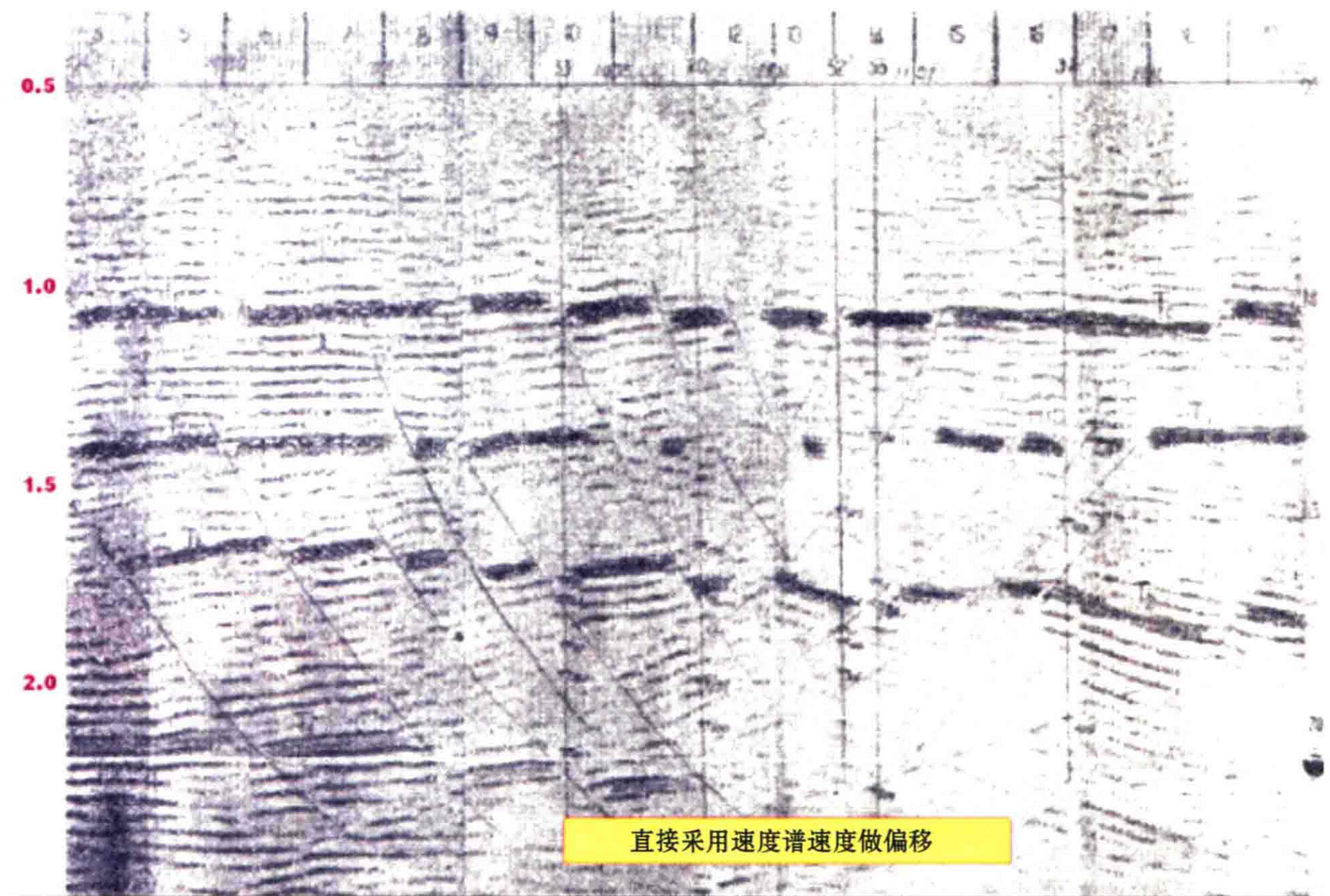


图 18　东辛油田绕射扫描叠加 626 地震剖面(a)

速度谱速度　半径 400～1200 m　道间距 25 m

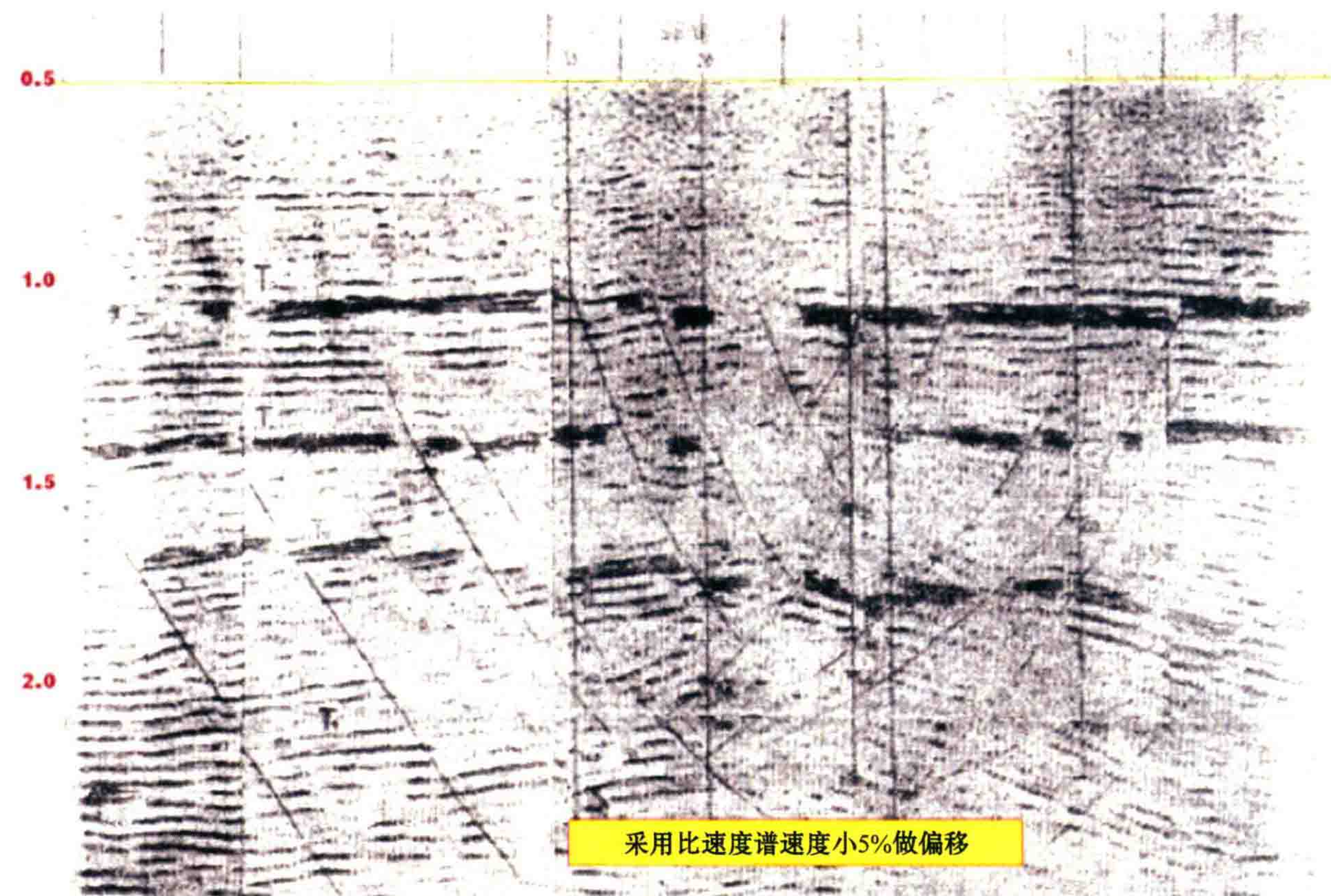


图 19 东辛油田绕射扫描叠加 626 地震剖面(b)
比速度谱速度小 5% 半径 400～1200 m 道间距 25 m

图 18 和 19 为 626 测线用不同速度做的偏移叠加剖面。由图可见,1.0 s 和 2.2 s 的反射普遍有所改进,而且标准层和断块产状都很清晰。有 5 口井通过该测线附近,共钻遇 21 个断点,除落差小于 22 m 的 5 个断点以外,全都在剖面上有所反映。

由于这条测线采用最大炮检距为 1200 m 的 6 次覆盖,不能克服深层的多次反射,故偏移 2.3 s 以后仍有多次波的影响,深层构造不清。

三、三维绕射扫描叠加实现方法的设想

实际上,我们在地面任一点接收到的地震信息,都是地下三维空间所有绕射点源产生的子波的集合。换句话说,地下任一绕射点源产生的子波是在地下三维空间里传播的,在地面上任何一点都可以接收到的。三维绕射扫描叠加,就是在地面上某一块面积内,对所有接收点接收到的任一绕射源产生的子波振动,进行三维空间内的绕射扫描叠加,将振幅收敛到该绕射源上去。这个方法的优点在于利用了绕射源在三维空间产生的全部地震信息,使其收敛到一个点源上去,同时完成了三维空间的归位工作。因此,对于研究地层倾角较大、倾向多变的复杂断块区的构造问题,三维绕射扫描叠加有可能是一个根本性的方法。

(一)精确的三维绕射扫描叠加

对于地下任意一个绕射源 P,在地面 n 测线上,用普通生产排列接收。如图 20 所示,设测线间距离为 ΔY,0 测线与 X 轴重合,则 n 测线与 0 测线之间距离为 $n\Delta Y$。在 O_1 点发炮,S 点接收来自 P 点的绕射波。

则由 O_1 到 P 的路程 r_1 为：

$$r_1=\sqrt{H^2+(X_i-X_P)^2+(n\Delta Y-Y_P)^2}$$

由 P 点到 S 的路程 r_2 为：

$$r_2=\sqrt{H^2+(X_s-X_P)^2+(n\Delta Y-Y_P)^2}$$

令速度为 V，则 S 点记录到的来自 P 点的绕射波到达时间为：

$$t=\frac{r_1+r_2}{v}$$

$$t=\frac{1}{V}\left[\sqrt{H^2+(X_i-X_p)^2+(n\Delta Y-Y_P)^2}\right]+\sqrt{H^2+(X_S-X_P)^2+(n\Delta Y-Y_P)^2}$$

根据上式计算时间 t，在 S 记录道上取时间 t 的振幅，放到绕射源 P 点上，就完成了炮点 O_1 排列上 S 道对 P 点的三维绕射扫描。

同样，在临近绕射源 P 的若干条测线上，根据上式计算所有记录道上的来自 P 点的绕射波到达时间 t，把各道相应于 t 时刻的振幅都叠加到 P 点上去，就完成了 P 点的三维绕射扫描叠加。

如果把地下三维空间划分成许许多多个小方块，每个方块都看作是一个绕射源，对所有绕射源都进行三维绕射扫描叠加，就实现了地下三维空间的绕射扫描叠加。

这种精确的三维绕射扫描叠加，实现起来其计算工作量是相当巨大的！因此，我们在下面提出一个比较简便的实现方法。

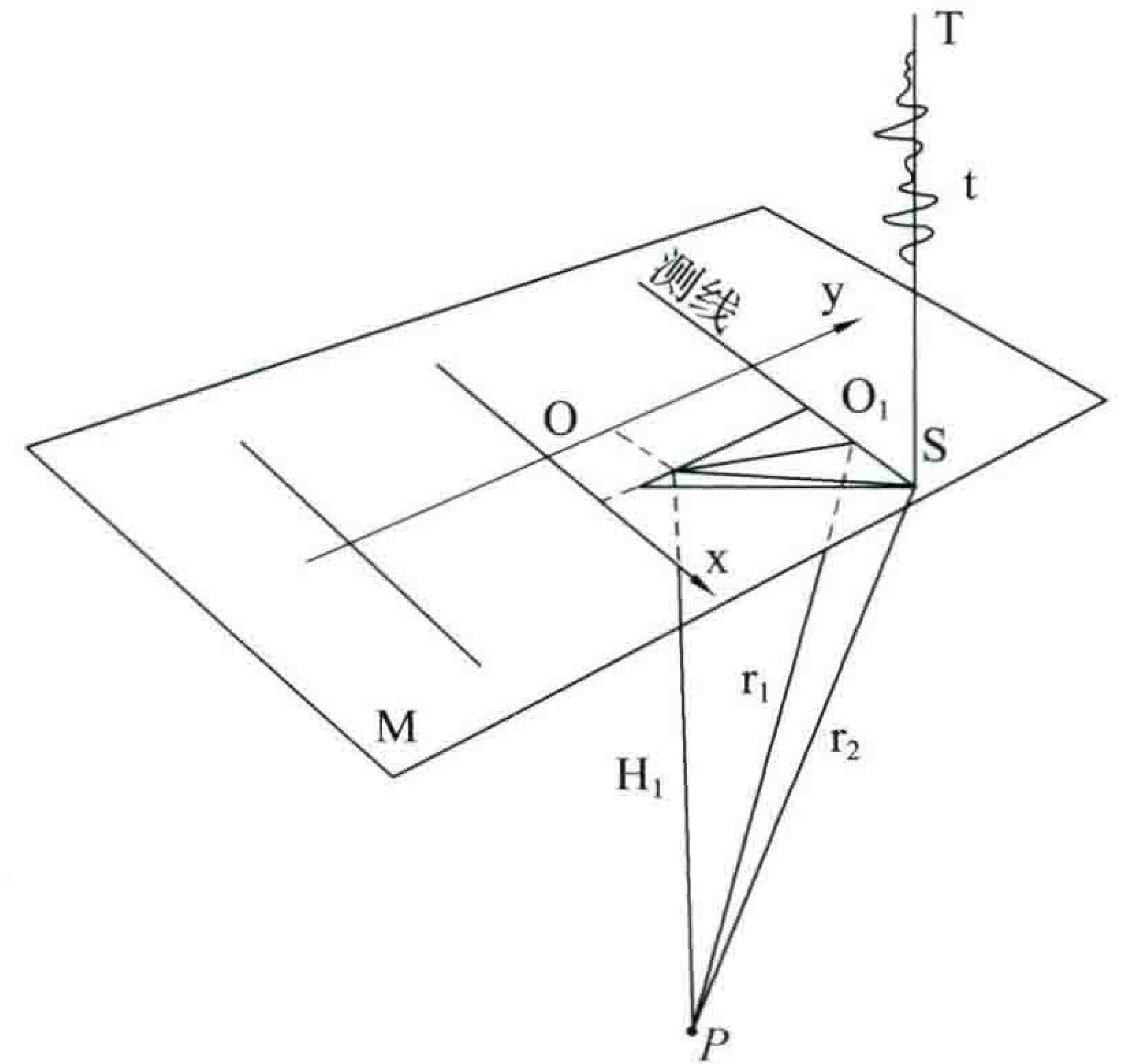


图 20

（二）三维绕射扫描叠加的近似方法

近似方法的具体实现是这样做的：第一步，先对记录进行通常的二维绕射扫描叠加；第二步，在垂直测线方向上，对上述相邻近的若干条已经经过二维绕射扫描叠加的剖面，再进行一次通常的二维绕射扫描叠加。通过上述两步工作，即完成了三维绕射扫描叠加。

这种在二维绕射扫描叠加基础上实现三维绕射扫描叠加的方法，是个近似方法，然而却是一个简便易行的方法。

现在来分析一下这个方法的近似性。如图 21 所示，为了分析问题简便起见，令绕射源 P 在坐标原点 O 的正下方，记录方式为自激自收的连续发炮剖面。地面 M 上参与 P 点扫描的测线为 $0,\pm1,\pm2,\cdots,\pm n$，测线间距离为 ΔY，0 测线与 X 轴重合，Y 轴垂直于测线方向。曲面 N 为绕射源 P 产生的绕射双曲面。t_3 曲线为通过 $-n$ 测线的铅垂剖面 R 在双曲面 N 上切出的绕射双曲线，A 点为该曲线上的时间极小点。这条双曲线可用下列公式表达：

$$t_{3D}=2\sqrt{\left(\frac{t_0}{2}\right)^2+\frac{X^2+(m\Delta Y)^2}{V_1{}^2}}$$



图 21

此即三维绕射双曲线。式中 t_0 为 P 点的回声反射时间，V_1 为 P 点深度上的速度。显然，如果按此式对剖面进行二维扫描，就可以把各剖面上的绕射波能量收敛到 A、B、P、C、D 各点上去。然后，再沿 Y 轴方向扫描一次，也就把各剖面上已经收敛到 A、B、P、C、D 各点的绕射能量收敛到 P 点上去了。这样，就完成了三维绕射扫描叠加，这是精确方法，运算工作量显然是很大的。因为对于同一条剖面，只要改变一次剖面与源 P 的相对位置，即改变一次 $n\Delta Y$，就要进行一次二维扫描。为了保证 Y 方向上有足够的扫描半径，$n\Delta Y$ 往往要改变几次。就是说，同一条剖面要变换 $n\Delta Y$ 做多次二维扫描。

现在的问题是，对各剖面中 A、B、P、C、D 各点不是按照上述三维绕射双曲线去扫描叠加，而是用二维绕射双曲线去扫描叠加，比如，对于 A 点来说，用于扫描的二维绕射双曲线方程式为：

$$t_{2D}=2\sqrt{\left(\frac{t_{0A}}{2A}\right)^2+\frac{X^2}{V_2^2}}$$

式中 t_{0A} 为 A 点的回声反射时间，V_2 为 A 点深度上的速度。显然，此公式与测线位置 $n\Delta Y$ 无关。这样，我们只要对一条剖面做一次通常的二维绕射扫描叠加，就可以使它参与三维空间内任何一点的三维绕射扫描叠加了，所以工作量是较少的。那么，我们要问，t_{2D} 与 t_{3D} 两条双曲线是否相同？如果不同，会有多大差别？

为了回答这个问题，将 t_{3D} 公式变换一下形式：

$$t_{3D}=2\sqrt{\left[\left(\frac{t_0}{2}\right)^2+\frac{(n\Delta Y)^2}{V_1^2}\right]+\frac{X^2}{V_1^2}}$$

然后与 t_{2D} 公式比较一下，可见，对于 A 点来说，在 R 剖面内进行二维扫描时，无论是 t_{3D} 公式，还是 t_{2D} 公式，其回声反射时间是相同的，则：

$$\left(\frac{t_{0A}}{2}\right)^2=\left(\frac{t_0}{2}\right)^2+\frac{(n\Delta Y)^2}{V_1^2}$$

这样，就只是速度 V_1 与 V_2 的差别了。因为 $V_2>V_1$，所以在图 21 中 t_{2D} 双曲线比 t_{3D} 双曲线要平缓。就是说，在剖面 R 中，对于同一点 A，用二维绕射双曲线 t_{2D} 代替 t_{3D} 去扫描，实际上就是用一个较大的速度 V_2 代替 V_1 去扫描。因此，将产生一个由速度引起的误差。如果令参与三维扫描的最边上的剖面与中心剖面的距离 $n\Delta Y=1000$ m（此即 Y 方向上的扫描半径），计算一下这条剖面上不同深度，不同扫描半径时，t_{2D} 与

t_{3D}的最大时差，如下表所示：

表 3

深度(m) \ 半径(m) 时差(ms)	±500	±1000	±1500
1000	9	36	61
2000	3	10	19

只要时差小于半个周期，t_{2D}与t_{3D}的扫描结果就应该是近似的。由上表可见，对于 2000 m 左右的中层，半径为±1000 m 时，最大时差为 10 ms，这是小于地震波的半个视周期(35 ms 左右)的，扫描结果，振幅仍是加强的。对于 1000 m 左右的浅层，半径采用±500 m，就能保证最大时差小于半个周期。

由上述分析可知，用二维绕射双曲线代替三维绕射曲线去做剖面的二维扫描时，其效果应该是接近的。因此，用二维绕射扫描叠加剖面直接进行三维绕射扫描叠加，是完全可以实现的，其效果是肯定的。

(三) 野外施工方式及成果显示

测线距离初步考虑为 100～300 m，看来 150 m 比较有把握取得三维扫描的好效果。100 m 当然更好了。记录道间距应当小一些好，但在满足扫描效果要求的情况下，还应考虑野外施工的效率。因此，可采用 50～100 m。野外排列布置应当采用多次覆盖观测系统，以克服多次反射，而用三维密排测线系统解决三维收敛和偏移归位问题。在目前大量使用着模拟回放仪的情况下，用回放仪实现三维绕射扫描叠加也是有可能的。

结　语

绕射扫描叠加工作刚刚开展起来，一些认识只能说是初步的、定性的，还有一些也只是罗列了一些现象，尚未涉及本质，实际资料的处理、分析则更少，缺点和错误是在所难免的，希望大家批评指正。

文章编号 203

三维绕射扫描叠加



这是前一篇文章的姐妹篇。

这是我在胜利油田与刘雯林、朱景尧及柴振奕等同志一起编写的文章。

内容是把"绕射扫描叠加"的偏移技术发展到三维成像方面。由于我国当时没有大型计算机,很难实现三维归位。我们采用的原理是"两步法偏移"。这是世界上首次提出该方法的一个理论模型试验。

通过 121 计算机,计算完成了一个理论模型倾斜反射段的偏移成像全过程,并分析了偏移孔径、偏移速度误差等对成像好坏的影响。

此文 1975 年 8 月发表于《石油地球物理勘探》第 4 期,作者李庆忠、刘雯林、朱景尧、柴振奕等,当时以胜利油田地质处的名字发表。

摘　要

本文通过一个三维小断块理论模型,用 121 电子计算机做出了一套反射理论记录,并且采用近似的三维绕射扫描叠加方法,有效地实现了反射界面的自动能量收敛和自动归位。文中讨论了实现三维绕射扫描叠加所必需的点距和测线距,并提出了野外施工的方法和设想。

概　述

根据惠更斯原理,地下任何一个绕射点源成为新震源后,它的子波在地下三维空间里以球面波形式传播。三维绕射扫描叠加,就是在三维空间内,对绕射源所产生的子波的能量进行收敛和归位,即对所有接收到同一绕射源所产生的子波振动的接收点,进行绕射扫描叠加,也可称为共绕射点叠加或三维偏移叠加,按照绕射的规律,充分利用绕射源在三维空间产生的全部信息,将这些能量收敛到绕射源上去,同时完成反射的空间归位。

我们知道,当地层有倾角时,法线反射点与地面炮点就会有一定的偏移。这种偏移可以分成沿测线的偏移和垂直测线的偏移两部分。垂直测线的偏移在几何地震学中称为侧面反射。当对原始资料用二维绕射扫描叠加的方法处理时,不仅将沿测线方向的绕射子波收敛于绕射点上,而且也完成了此方向上反射段的偏移归位工作,但是对垂直测线方向的偏移却是无能为力的。这样,二维绕射扫描叠加剖面反映的还不完全是铅垂面下的地质现象,还存在种种问题:根据测线交点的铅垂深度来闭合反射面是不够严格的;小断块的能量收敛还不够,由于深浅层产状不一致,剖面反映的不是一个垂直剖面,而是很多面内的东西,增加了剖面的复杂性等等。这些问题早已为地震解释人员所注意到,并且做了不少努力,尽力提高地震勘探精度。1967 年我们在辛 11 井区,借助于三角测网,提出剖面归位法,做出三维空间的归位剖面图,使每条

剖面图代表一个垂直剖面，取得了一定的地质效果。这就是一种简单的三维地震。限于复杂的人工计算和手工操作，它只完成了两部分的偏移归位工作，而对绕射波及小断块的能量收敛问题是无法实现的。

显然，在地质条件复杂的地区，特别是断层多，断块小，倾向多变的断块区，只有经过三维绕射扫描叠加后，地震剖面才代表测线铅垂面，才能真实反映地下的地质现象。所以三维地震是提高地震勘探精度的根本所在，是今后地震勘探发展的一个方向。

一、三维绕射扫描叠加的实现方法

实现三维绕射扫描的方法可以分成精确的和近似的两种，都已在1974年“绕射扫描叠加”一文中做过详细讨论，在此只做简单说明。

(一) 精确的三维绕射扫描叠加

地面上 O_i 炮点激发后，地下绕射点源 P 产生的子波在地下三维空间里传播。地面任一接收点 S 都能接收到来自 P 点的子波振动，在速度 V_P 确定的情况下，就能求得绕射波传播时间 t，并将 t 时刻的振幅值 A_s 放在绕射源上叠加(图1)。在一定的面积范围内(范围大小取决于扫描半径 L)，对各炮点所对应的各接收点完成对 P 点的上述工作后，就实现了对绕射源 P 的三维绕射扫描叠加。

绕射波传播时间：

$$t=\frac{r_1+r_2}{V_P}=\frac{1}{V_P}\left(\sqrt{H^2+(x_i-x_P)^2+(n\Delta y-y_P)^2}+\sqrt{H^2+(x_3-x_P)^2+(n\Delta y-y_P)^2}\right)$$

式中 Δy 为测线距。

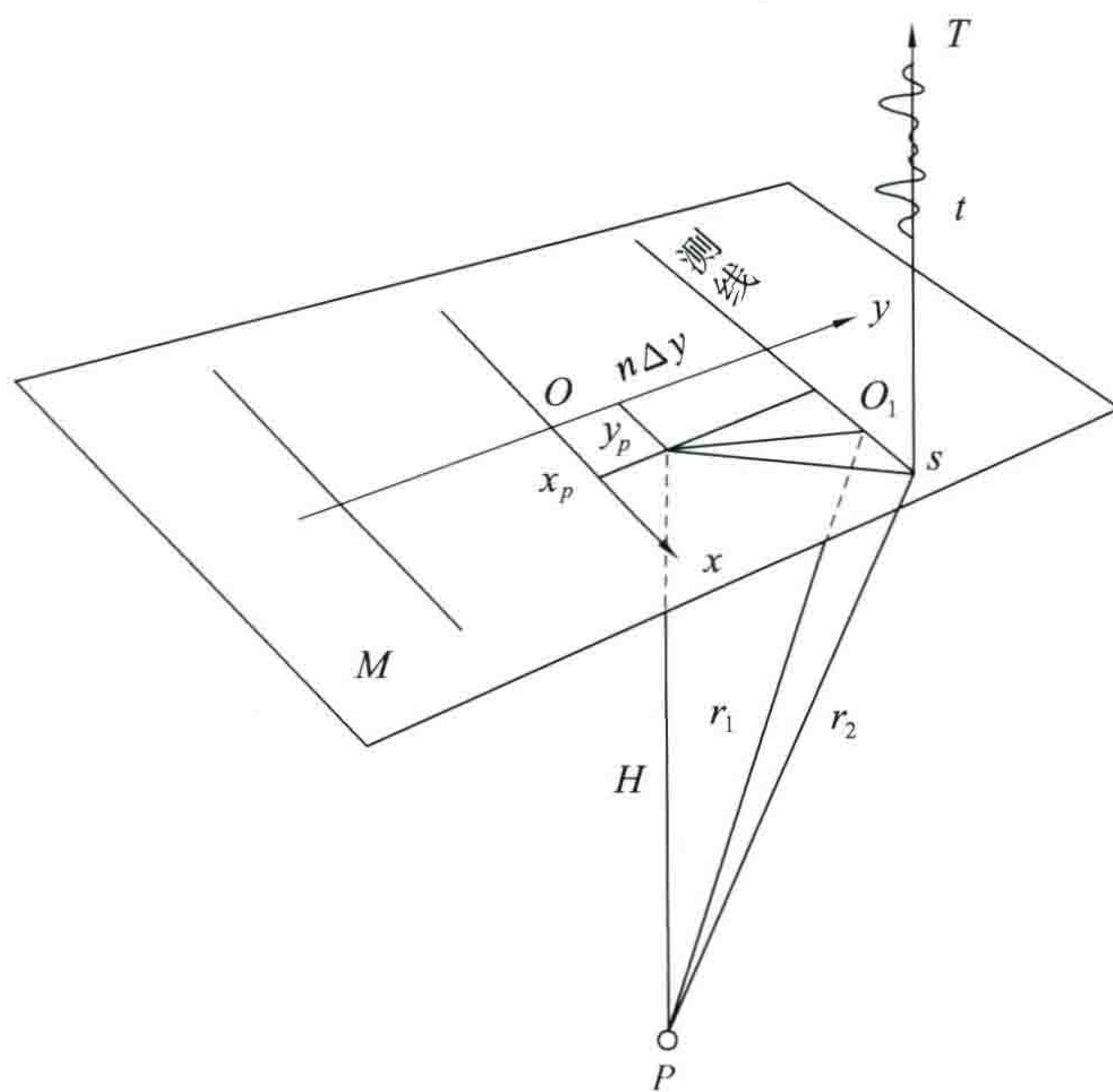


图1

三维绕射扫描叠加 P 的振幅：

$$A_P=\sum_{i=0}^{L}A_s$$

在进行三维绕射扫描时，绕射点 P 就是所设计的各网格点。

(二) 三维绕射扫描叠加的近似方法

近似方法是分两步走的方法。在野外获得平行测线的资料后，先对它们分别做 x 方向的二维绕射扫描叠加处理。在自激自收中，绕射波传播时间：

$$t=2\sqrt{t_{0i}^2+\frac{x^2}{V^2}}$$

其中 V 随各测线而异，P 点的速度为 V_P，A 点的速度为 V_A。

二维绕射扫描叠加后 P 点振幅：

$$A_{P(x)}=\sum_{i=-L_x}^{L_x}A_{xi}$$

在此基础上，在垂直测线的 y 方向上再做一次二维绕射扫描叠加，就完成了三维绕射扫描叠加(图 2)。

y 方向绕射波传播时间：

$$t=2\sqrt{t_P^2+\frac{y^2}{V_P^2}}$$

三维绕射扫描叠加后 P 的振幅：

$$Ap(x,y)=\sum_{i=-Lx}^{Lx}A_{xi}+\sum_{i=-Ly}^{Ly}A_{yi}$$

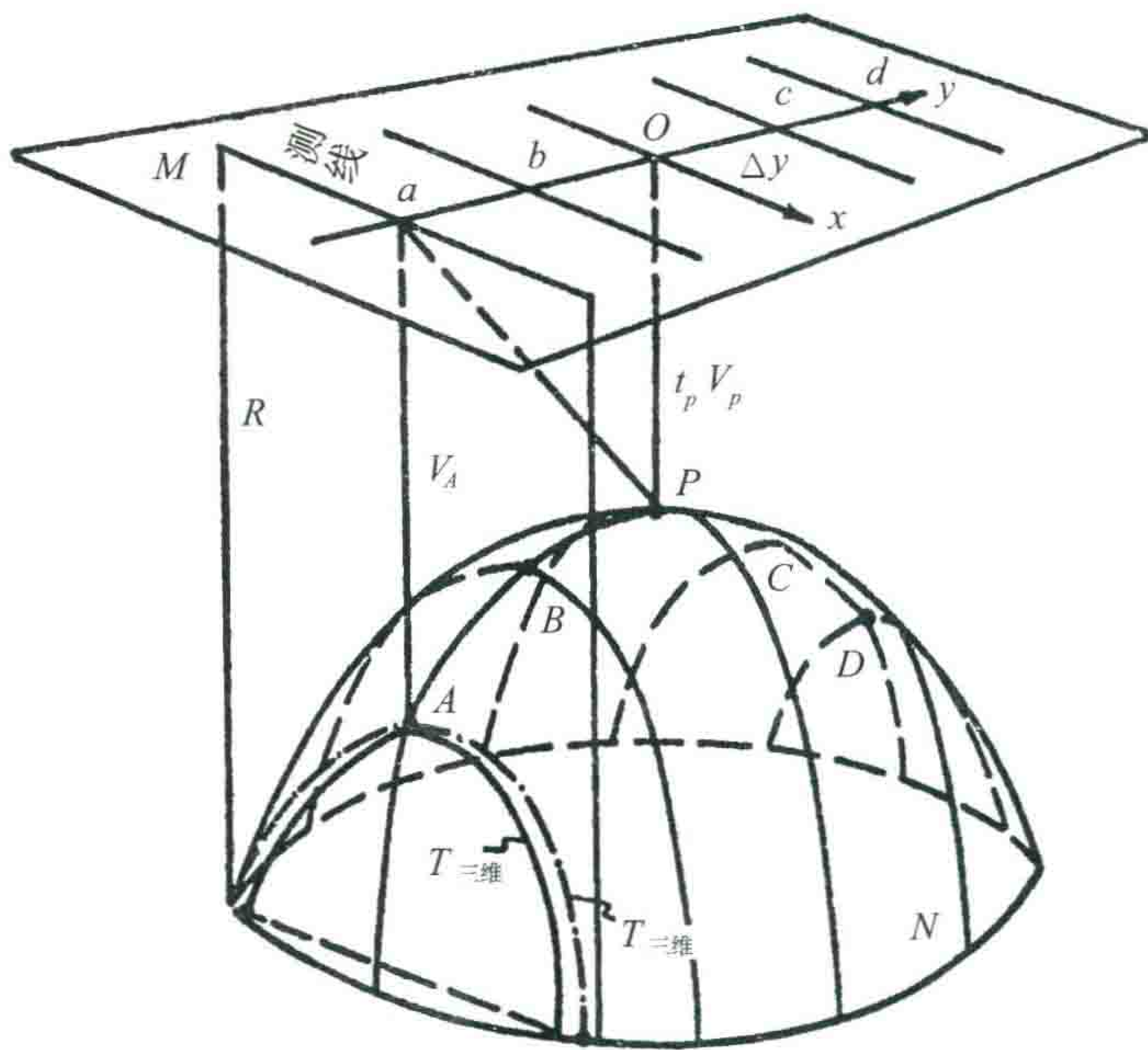


图 2

近似方法和精确方法相比是包含有一定误差的，从上面这些公式中可以看出是由两次扫描时所用速度不同而引起的，误差最终表现在为求取参与绕射源叠加的，各振幅值所需要的绕射波传播时间上，它随着扫描半径的增大而加大，当采用合适的扫描半径时，这种误差就可忽略。例如在我们胜利油田地区，浅层用 $L=\pm500$ m，中深层 $L=\pm1000$ m，其最大误差可控制在半周期内，叠加后绕射源振幅仍将会加强。

上述两种方法的基本思想是一致的，但工作步骤不同。差别在于精确的三维绕射扫描叠加是一次完成的，储存量和运算量都很大，使用大而快的计算机也较难实现；而近似方法是分别通过两次扫描来完成的，它大大减少了计算工作量，并且可以充分利用外存设备，弥补内存量小的不足。例如，在做完第一次二维绕射扫描叠加后，其结果可记在磁带上，以备第二次扫描叠加之用。

本文下面所述的理论模型逆解均是用三维绕射扫描叠加的近似方法在国产 121 电子计算机上实现的。

二、三维理论模型的设计及正逆解结果

三维绕射扫描叠加刚刚开始提出来，我们对它的认识还是很不够的，无论是它的室内处理还是野外工作都知道得甚少。为了进一步证实三维绕射扫描叠加近似方法的可行性，进而探讨一下三维绕射扫描叠加对野外工作的要求和施工方式，如接收点距的大小及测网的密度，观测系统形式及测线的布置等，很有必要做一个三维理论模型试验，从正演入手，分析其逆解的结果，帮助我们认识它，了解它的特点，减少盲目性，使三维野外工作的布置有依据，室内处理更有成效。

(一) 三维理论模型的设计

三维绕射扫描叠加除了要完成绕射波及小断块能量收敛的任务外，还要使沿测线偏移和垂直测线偏移的反射段归位。这样三维理论模型应是一个小断块，其反射面的倾向应与测线斜交，对于沿着测线方向的偏移及此方向能量的收敛问题在二维绕射扫描叠加时可以解决，故为简单起见，设计时模型只考虑了垂直测线的倾向。

理论模型如图3所示。断块为一倾斜矩形平面，面积为200×400 m²，垂直测线方向的视倾角$\alpha=15°$，断块中心点深度$H=1800$ m。在合成理论反射记录和逆解过程中，所采用的速度是随深度(或t_0)变化而变的，在$H=1800$ m处，令$V=2280$ m/s，其他深度点处的速度按变化率0.3 (m/s)/ms来确定，即每毫秒增大或减小0.3 m/s。

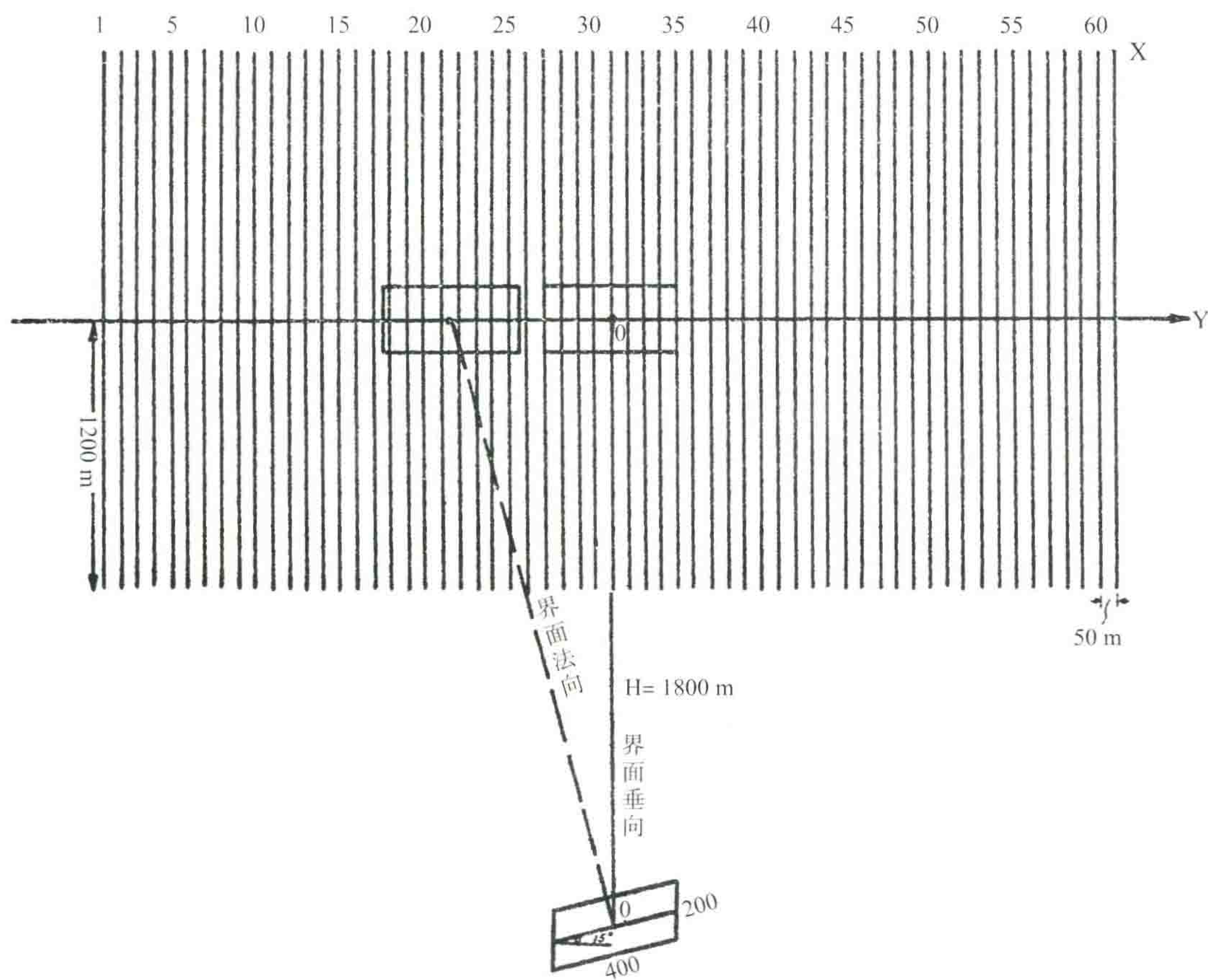


图3

测网是垂直断块平面倾向布置的一套平行密排测线(即垂直长度为400 m的一边)，称为纵测线，测线距为50 m，共61条，可组成测线距为50 m、100 m、150 m、200 m、250 m、300 m等几套测网，每条测线长2400 m，并对称于模型中心。接收点距是50 m。模型垂直地面的投影位于27～35测线间，而它的法向投影是在17～26测线间。

(二) 三维模型的正解

制作三维理论模型的反射记录是与合成二维反射记录相类似的。将一平面模型分成许多小面积元(10 m×20 m)，计算各面积元传播到接收点的振动总和，就获得了理论反射记录。为了方便，记录采用自激自收形式。

仅举两条测线为例：31测线位于断块正上方，21测线是在断块的法线方向。两条测线相距500 m。它们的合成记录见图4、5。这是小断块波形记录，出现一个主体，两个尾巴，若按半幅点来判定断点，则200 m长的小断块可划成500 m的大断块。31测线与21测线相比，振幅显得很微小，它们的最大振幅比$A_{31}/A_{21}=1/6$。可见31测线虽处在断块的正上方，但由于界面的倾斜，31测线已处于尾巴部分，21测线在断块的法线方向，处于主体部位，能量就很大，断块在垂直测线方向发生了偏移。我们借用400 m×400 m的模型，抽出各条测线的中心道组成一条横测线，图6上这种现象更明显。400 m长的断块也变成600 m左右的断块了。

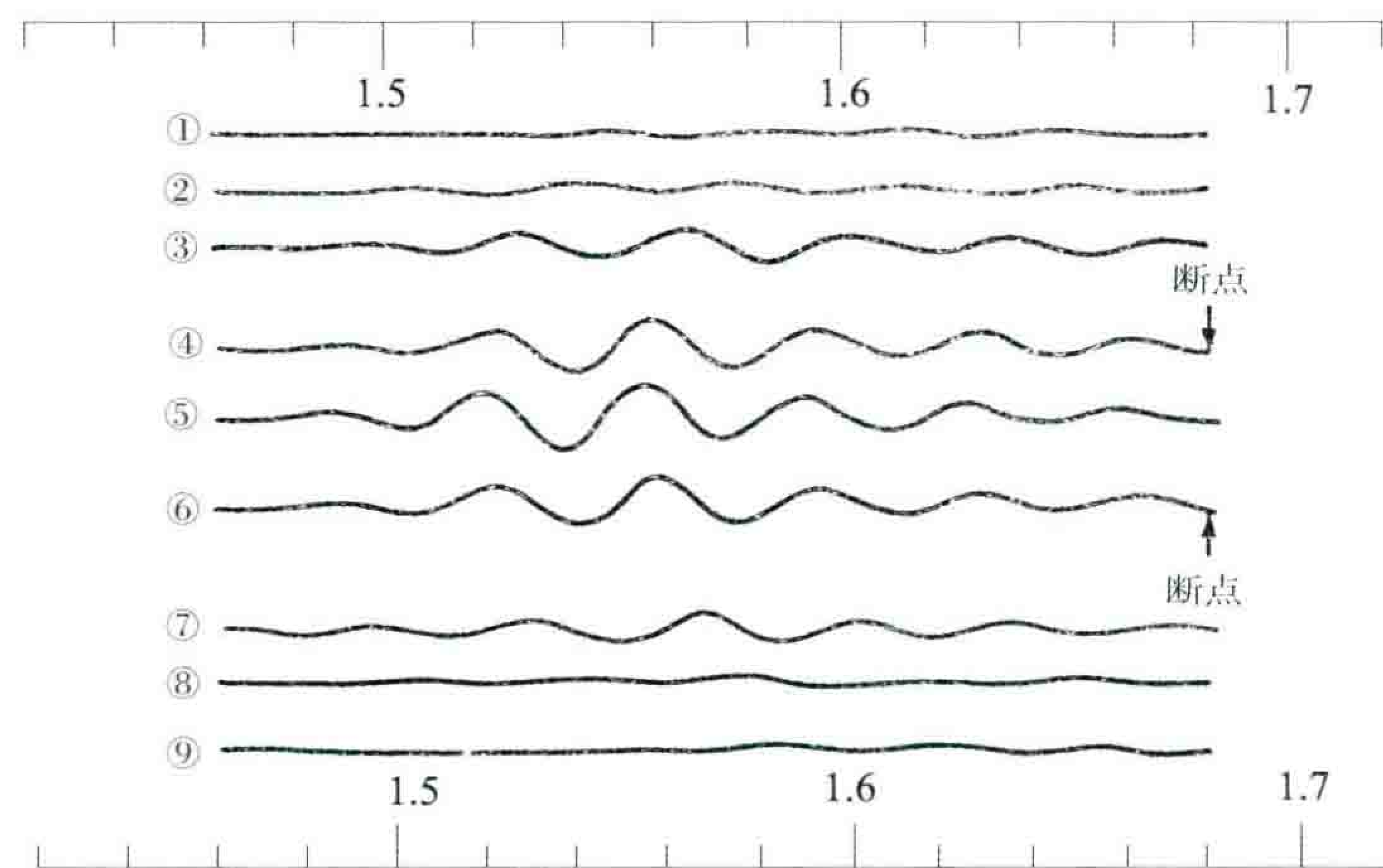


图 4 31 测线理论反射记录，$\Delta x=100$ m，最大振幅值 0.457×10^{-3}。由于界面的倾斜 31 测线距在界面正上方，振幅值仍很小，与法线方向的 21 测线相比，振幅处于背景中

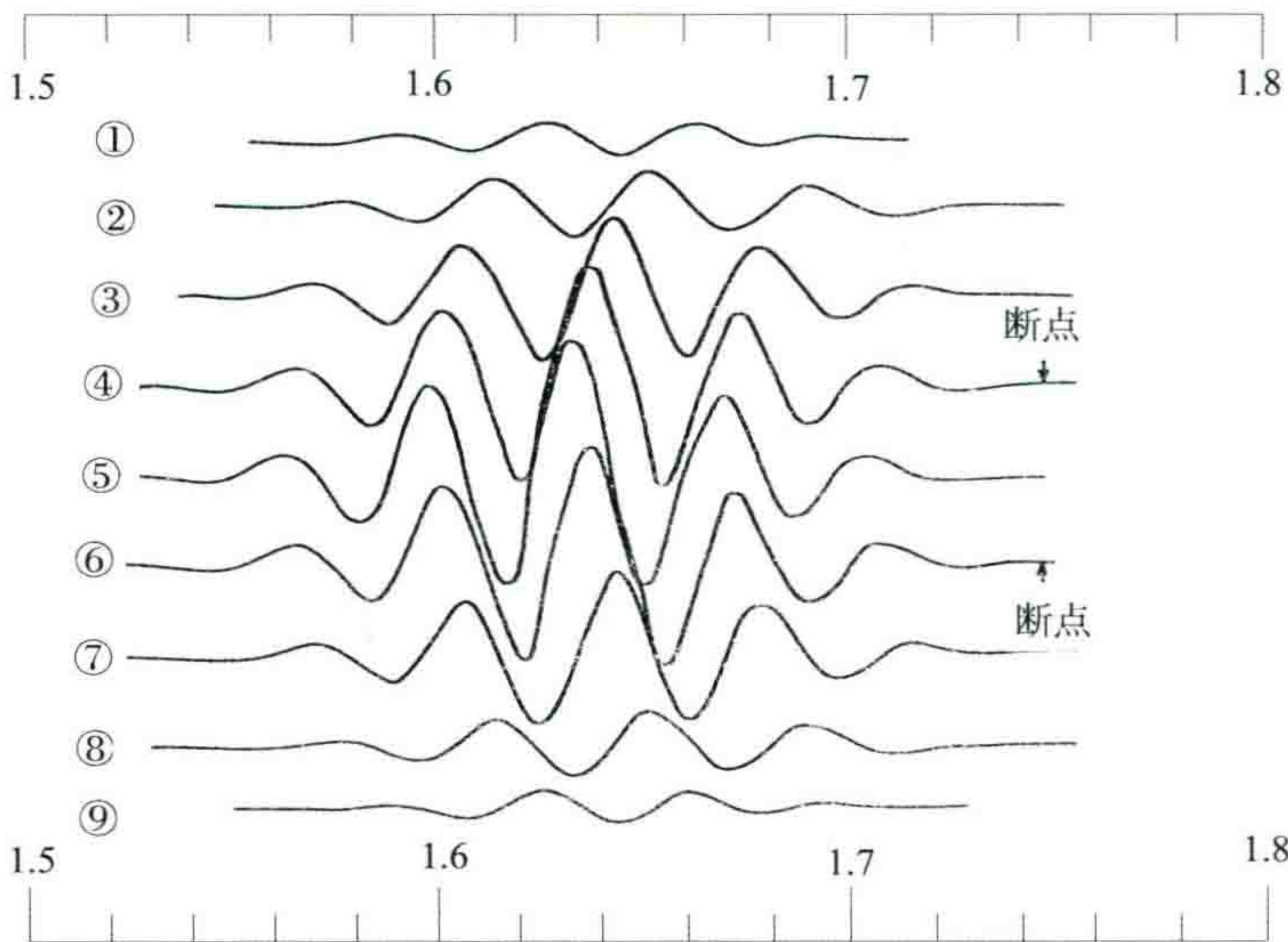


图 5 21 测线理论反射记录，$\Delta x=100$ m，最大振幅 0.294×10^{-2}。21 测线偏离界面，但位于界面的法向，因而振幅很大

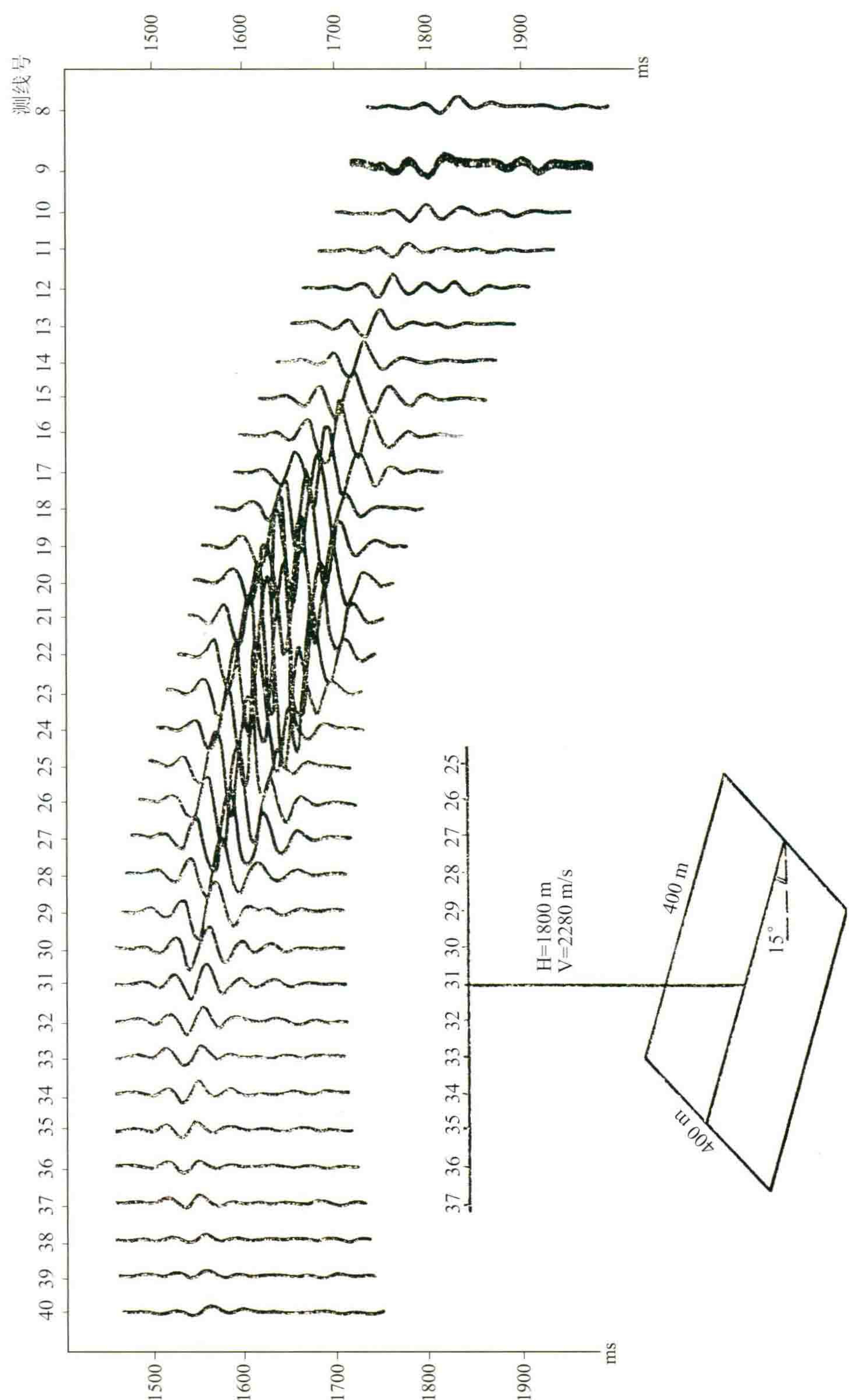


图6　由各测线中心道组成的横测线

（三）三维模型的逆解结果

三维模型的逆解，即断块的三维绕射扫描叠加，第一步是对纵测线进行二维绕射扫描叠加。

1. 纵测线的二维绕射扫描叠加

按照"绕射扫描叠加"一文中对各项参数所提出的要求，扫描半径 L 确定为±1000 m，速度为正确速度，也就是合成理论反射记录时所用速度，扫描采样点距为 50 m，扫描结果道间距加密为 25 m，结果如图7、8。它对沿测线方向的绕射尾巴收敛效果很好，断点干脆，断块长度与模型一致。21 测线和 31 测线振幅都增大了五倍左右，然而它们振幅相差很悬殊，$A_{31}/A_{21}=1/6$，相应之下，31 测线的振幅仍很微弱。说明沿测线方向的二维绕射扫描叠加，对垂直测线方向的反射段归位及能量收敛没有作用，即单一方向的二维绕射扫描叠加不能完成三维任务。

2. 三维绕射扫描叠加

纵测线在 X 方向做完二维绕射扫描叠加后，将结果记在磁带机上，随后再将 X 方向的扫描叠加结果顺着 y 轴进行道重排，接着再在垂直纵测线的 y 方向上做一次二维绕射扫描叠加。所用扫描半径及速度参数与前相同。从图 9、10 中看出，经三维绕射扫描叠加后，效果是很好的，偏移在 21 测线的断块反射已被压制，而 31 测线振幅却大大增强，也就是偏移的反射已经归位。在由各中心道组成的横测线上，明显地反映出偏移的反射段已全归在断块上，并且绕射收敛，断块清楚。

采样点距在这里实际上就是测线间距离，牵涉到野外工作布置及工作量，究竟多大的测线距合适，是需要慎重考虑的。

图 11 清楚地比较了测线距为 50 m、100 m、150 m、200 m、300 m 等五套测网的三维归位效果。

图中 y 测线是由各纵测线的中心道组成的横测线，Δy 为测线距。点画线表示经三维绕射扫描叠加后的振幅值。当测线距为 50 m 时，垂直测线方向的偏移全部归位，断棱处振幅曲线陡度大，断点清晰，断块能量集中。信噪比高，达到 7∶1。反射振幅的绝对值比理论反射振幅提高了 200 多倍，比二维绕射扫描后的绝对振幅大 30 多倍。若用参加三维绕射扫描叠加的点数除以叠加的绝对振幅值，那么其值也比理论反射记录的振幅值大 5 倍。图 12 是它的波形记录。

当测线距增大到 100 m 时，反射段归位准确，但振幅曲线变缓，振幅的绝对值比理论反射的振幅值大 100 倍，比二维处理后振幅值大 10 倍。信噪比为 2∶1。

随着测线距的加大，反射段归位及能量收敛效果也就要变差。当测线距大于 100 m 时，能量不收敛，信噪比低，甚至出现假反射段(图 13)。

从上述结果中说明，垂直测线方向绕射扫描采样点距不应大于 100 m，否则三维效果不好。这和二维绕射扫描叠加对采样点距的要求是一致的。

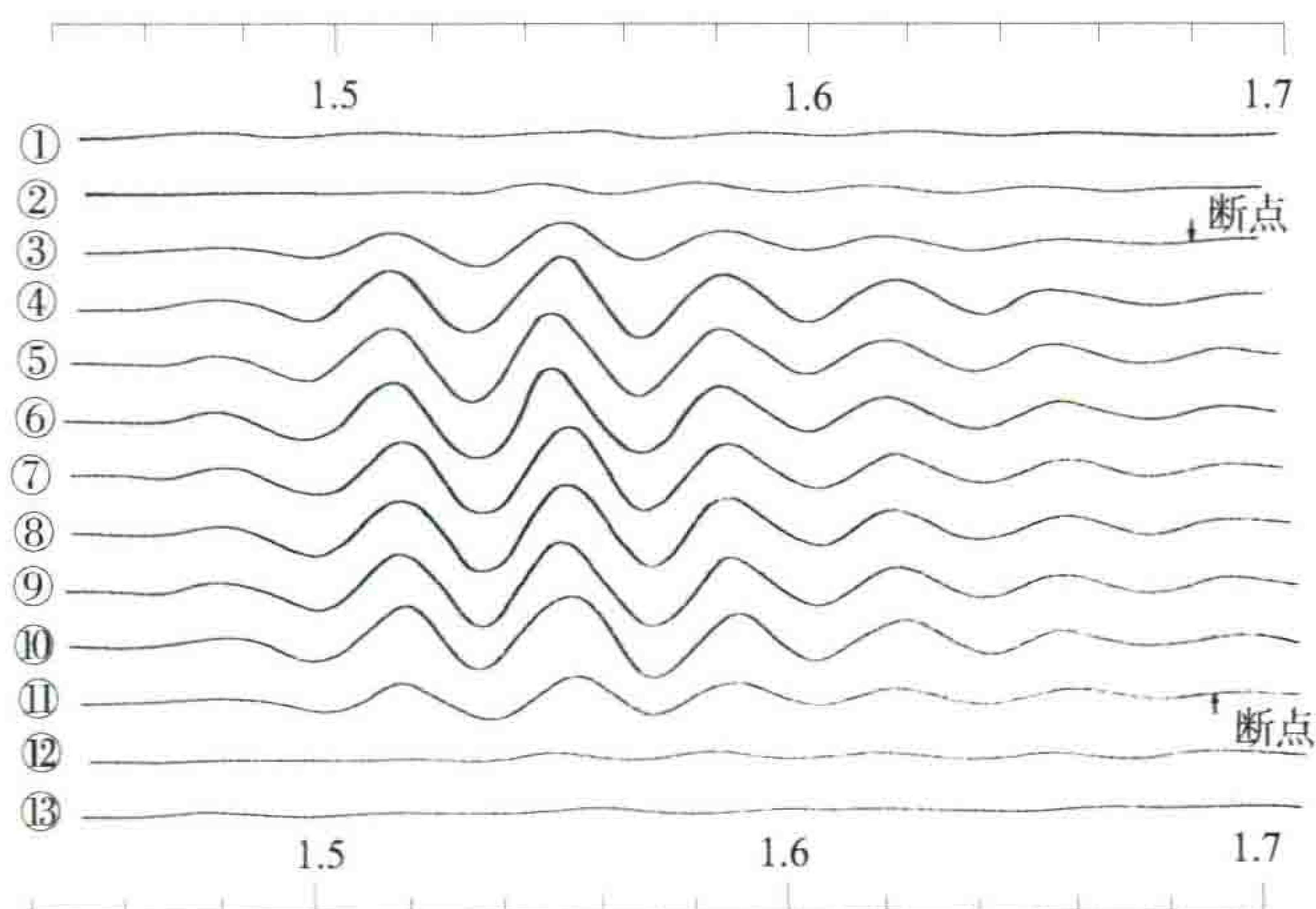


图 7　31 测线二维绕射扫描叠加，$\Delta x=25$ m，最大振幅值 0.33×10^{-2}。沿测线方向的二维绕射扫描叠加振幅值比理论反射振幅增大，但与界面法线方向 21 测线二维绕射扫描叠加相比还是很小，也即是没有完成反射的空间归位

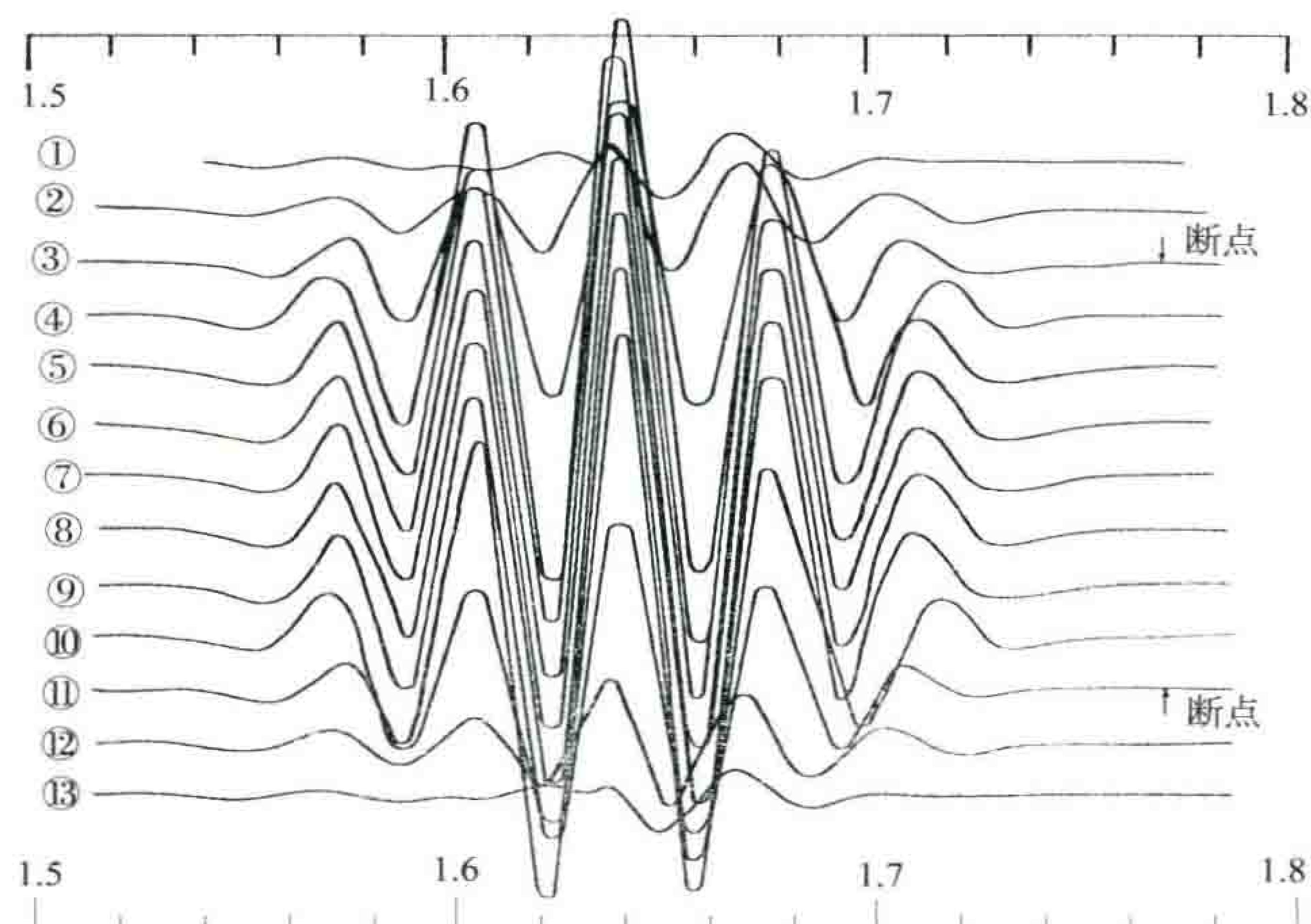


图 8　21 测线二维绕射扫描叠加，$\Delta x=25$ m，最大振幅值 0.229×10^{-1}。位于界面法线方向 21 测线的二维绕射扫描叠加振幅比 31 测线二维绕射扫描叠加振幅约大 6 倍

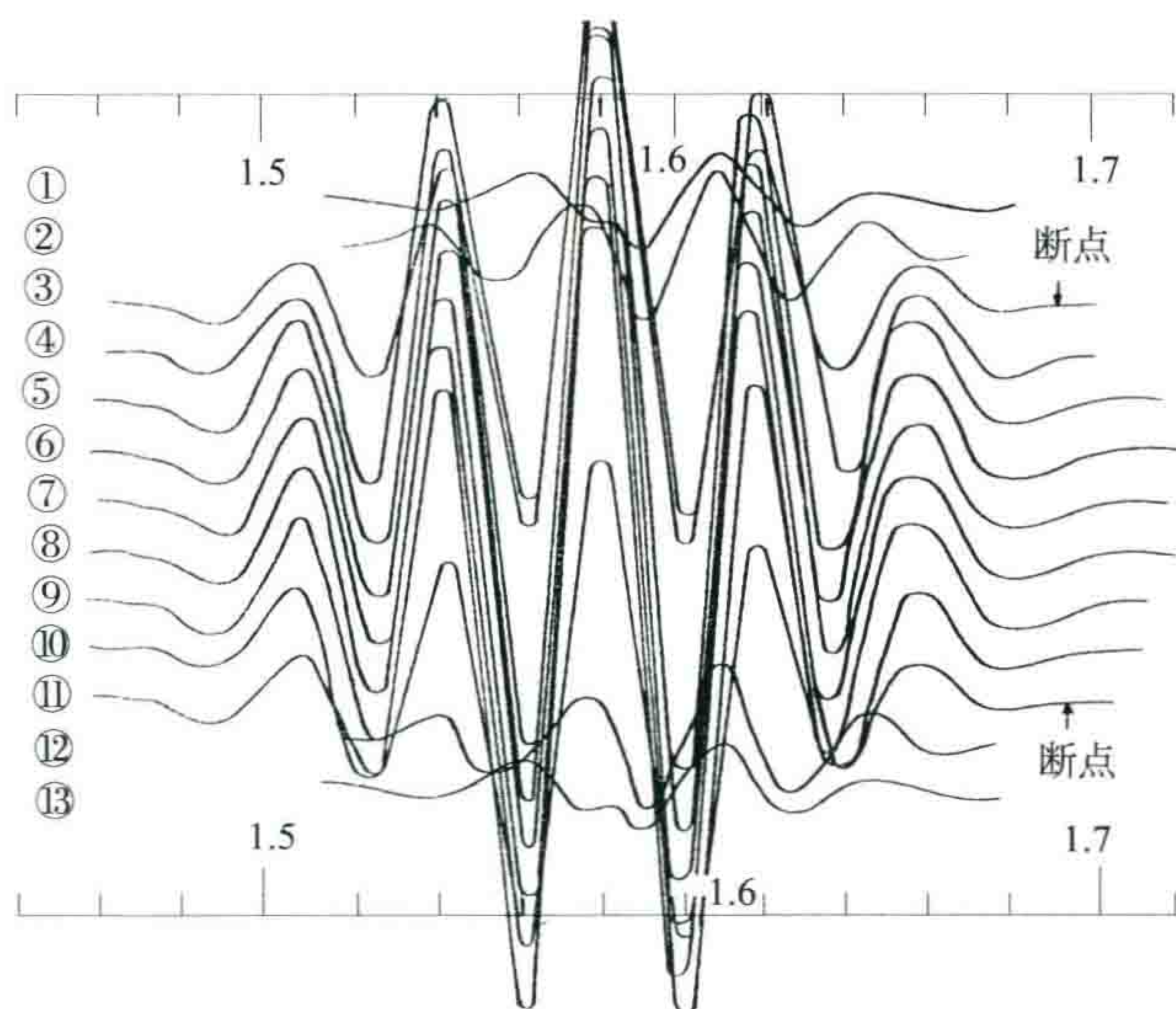


图 9　31 测线三维绕射扫描叠加，$\Delta x=25$ m，最大振幅值 0.108×10^{0}。经三维绕射扫描叠加后，在界面正上方 31 测线振幅比二维扫描叠加后振幅提高 30 多倍，比三维扫描叠加后的 21 测线也大 10 倍，这样就完成了反射空间归位，同时断点清楚

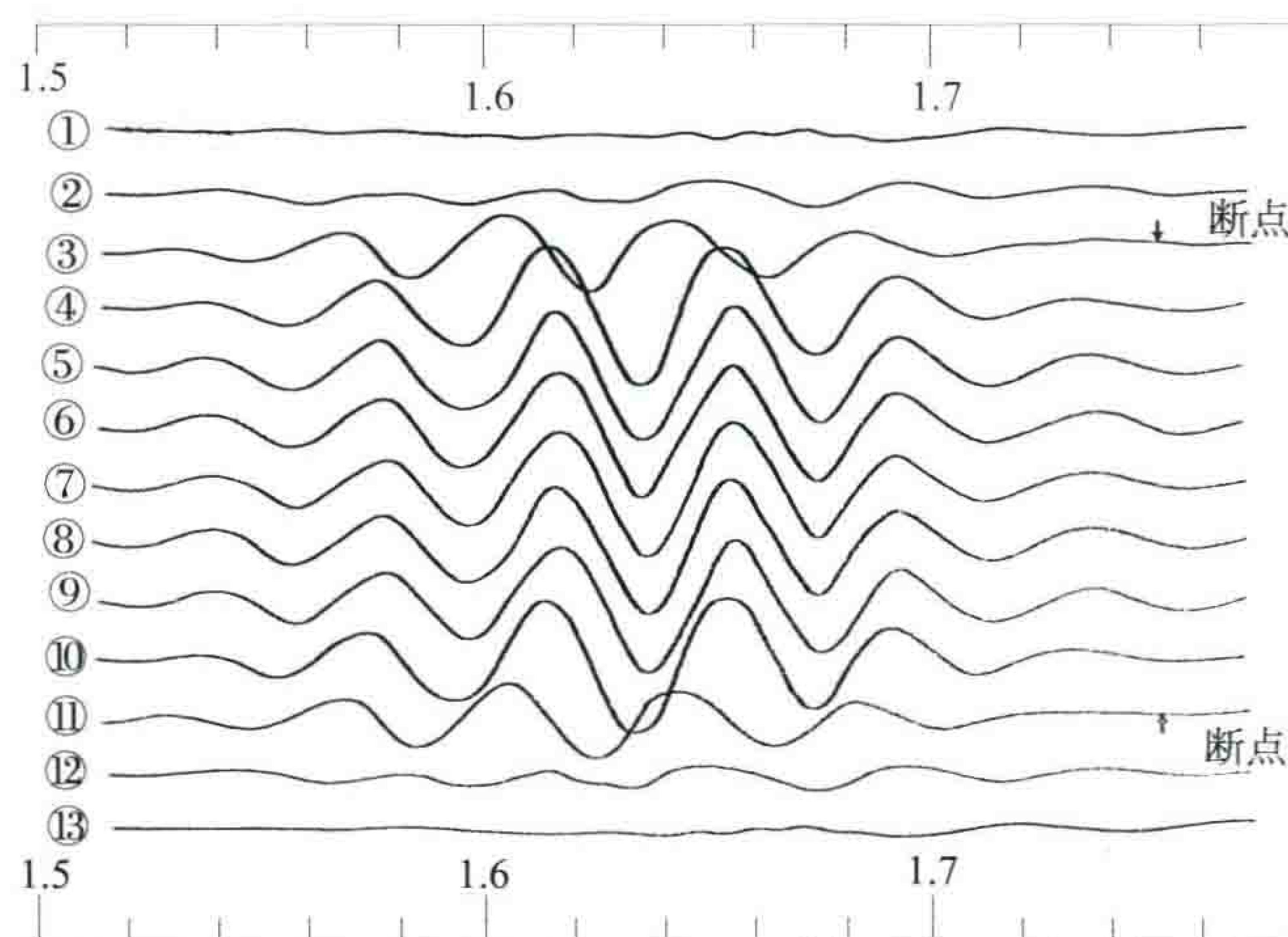


图 10　21 测线三维绕射扫描叠加，$\Delta x=25$ m，最大振幅值 0.18×10^{-1}。21 测线经三维绕射扫描叠加后，振幅比三维收敛后的 31 测线小 10 倍，即能量受到了压制

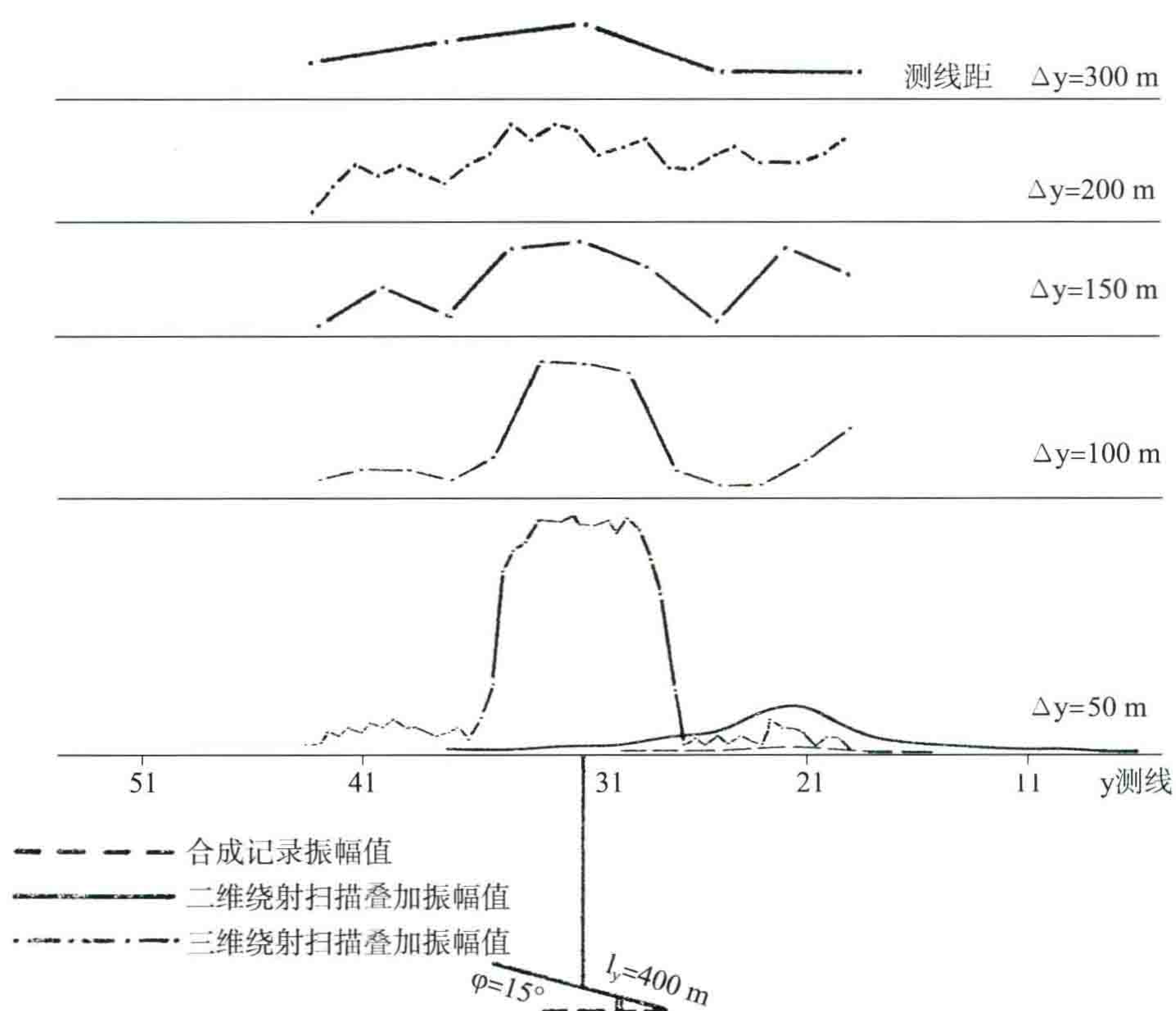


图 11 不同测线距归位效果比较

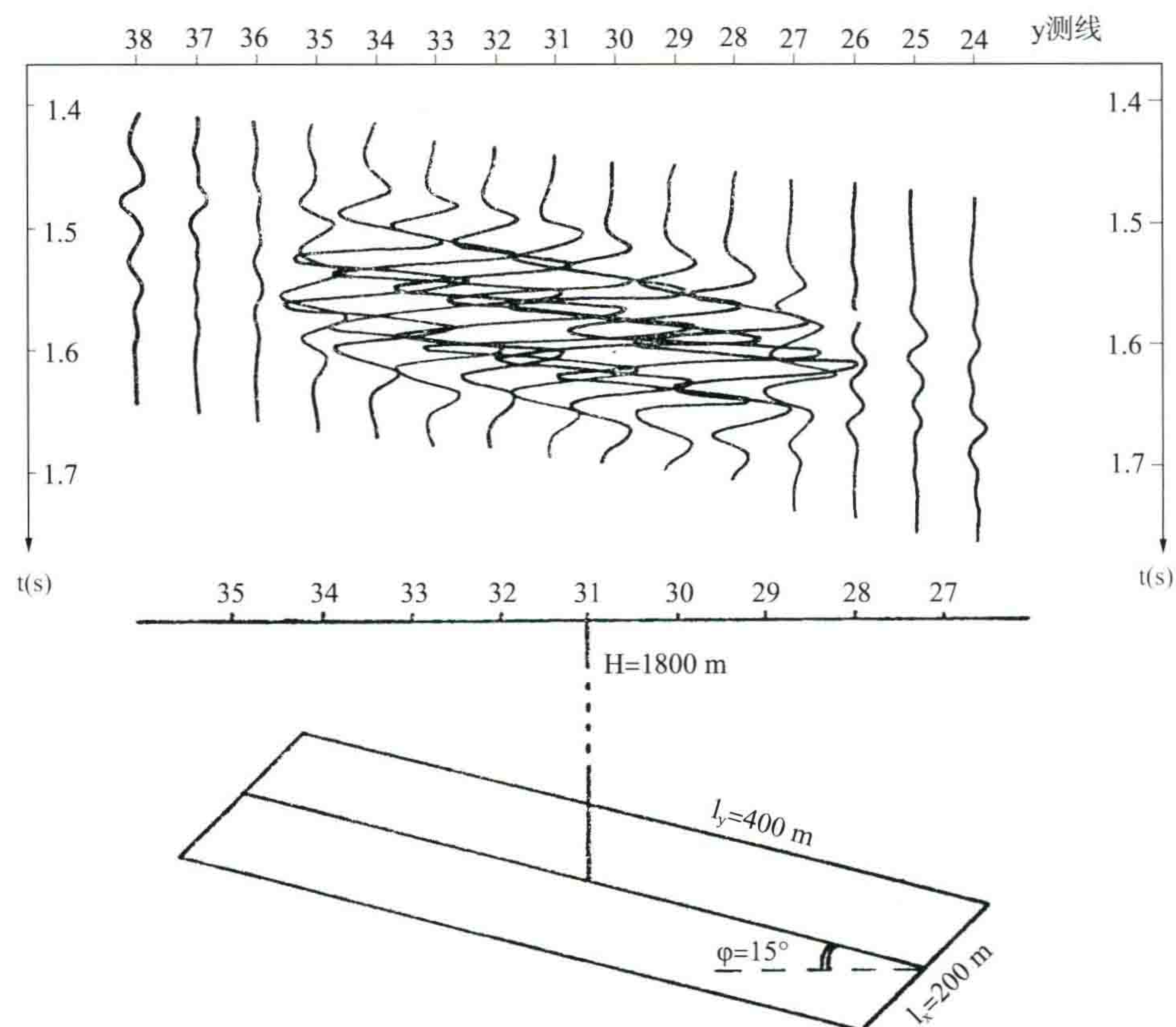


图 12 垂直测线方向的三维归位 y 剖面(线距 50 m)

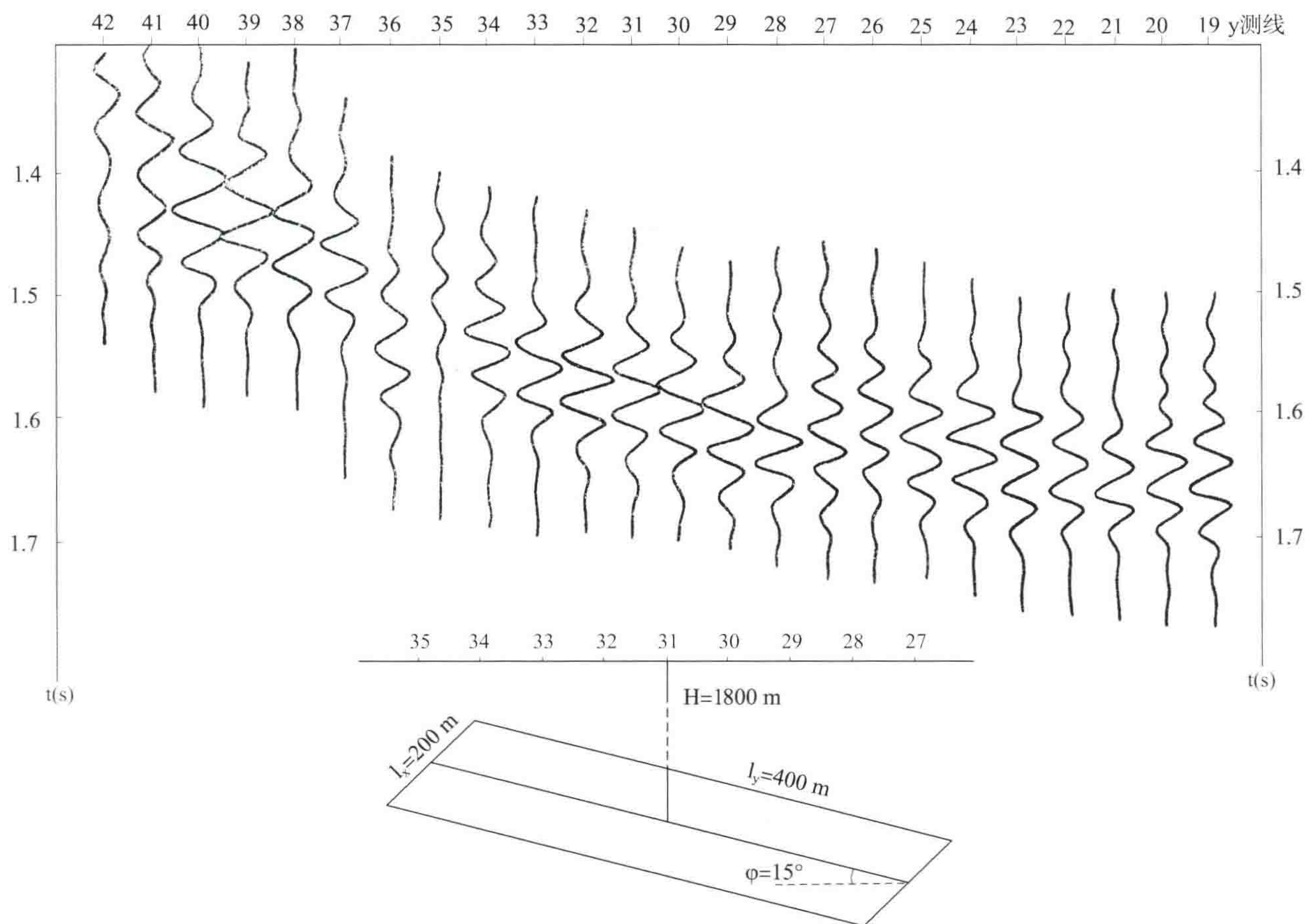


图 13 垂直测线方向的三维归位 y 剖面(线距 200 m)

(四) 几点看法

1. 在小型计算机上可以实现三维绕射扫描叠加

本文所述的三维绕射扫描叠加都是在 121 计算机上实现的。它是一种内存量小,速度慢的小型计算机。我们采用了三维绕射扫描叠加的近似方法,其结果是符合要求的。所花费的工作量比两次二维绕射扫描叠加的稍多一些。另外,虽然多花费了中间成果的记带、调带等时间,却多得了一套二维绕射扫描叠加资料。

对三维地震资料的处理,使人担忧的常常是工作量的繁重,对小型计算机而言,巨大的工作量更是突出的矛盾。通过对理论模型的三维处理,化繁为简,分步围歼,在小型机上实现了三维绕射扫描叠加。

事实证明,三维绕射扫描叠加的近似方法是可行的,对小型计算机具有独到之处,是争取多快好省的办法。在现有设备的条件下,应该发扬这种"蚂蚁啃骨头"精神。

对于大型电子计算机当然也可以采用精确的三维绕射扫描叠加方法,但由于其工作量巨大,直到现在三维偏移叠加在国外还没有见到一个成功的例子。

2. 在三维绕射扫描叠加中,两个垂直的二维绕射扫描叠加系统几乎是互相独立的

某一方向上的二维绕射扫描叠加,只使沿该方向偏移的反射归位及绕射能量收敛,对其他方向基本上不起作用。这是我们这次三维理论模型试验的一个重要结论。这个结论使我们可以把原来对二维绕射扫描叠加的分析结论,直接搬到三维问题中来,不需要再对各种三维断块模型做许多繁重试验了(例如扫描半径、速度影响、深层、邻层影响等)。

同时在具体实现时,可以先完成这一方向上的二维处理,也可以先做另一方向上的二维处理,结果基

本上是等效的。这样在布置野外工作时，测线方向也可以不受构造条件的限制。一个复杂的三维问题就可以通过转化为两个简单的二维问题加以解决了。

两个方向上的扫描半径可相同，也可以不相同，应该根据地下地质条件等因素而定，不必强求一致。在速度各向异性明显的地区，一个点上两个方向上绕射扫描叠加采用的速度也可以有所不同。这也是两个方向分别处理的好处。

3. 地下反射点网距应分布均匀且有足够密度

如前所述，为了保证三维地震收到良好效果，扫描时采样点距应均匀而又有足够密度。要求地下反射点网距密度小于 100 m，50 m 尤佳。因为地下有弯曲界面等存在，在地面布置接收点时能达到此要求就可以了。

沿测线方向的采样点距就是野外检波点距的一半，采样点距要求 50 m，则野外检波点距可以设计为 100 m。当然这个点距更小一点是有好处的，但太小了也会增加野外工作与室内处理的工作量。

垂直测线方向的采样点距实际上就是测线距，采样点距要求 50～100 m，那么测线距就应在 50～100 m。

4. 三维绕射扫描叠加法可以自动内插出横测线成果，不需在野外布置横测线

在布置三维地震的野外工作时，可以不用普通地震工作中的横向联络测线，而在计算机上直接内插出横测线成果，在构制平面图时，当作联络测线，这样可以节省野外工作量。

三维绕射扫描叠加还能给出内插的测线成果，例如野外测线距是 100 m 时，可以内插出 50 m 测网的成果，有助于确定断块。

由于地形、地物等影响，在野外施工中常常造成缺炮，剖面图上出现空白区，影响地质解释。三维绕射扫描叠加由于野外采用了密排测线，它是全息的，在扫描叠加过程中，个别点上的缺炮是影响不大的，同时还可弥补这种空白区。

5. 三维绕射扫描叠加能使小断块能量收敛，其显示结果为铅垂的归位剖面

模型试验证明，小断块经三维绕射扫描叠加处理后，振幅增大，信噪比也有了很大的提高。图 14 为通过断块中心的两条垂直剖面的振幅曲线：断块上方振幅突出，断棱处振幅曲线陡度大，断块范围显示清楚。

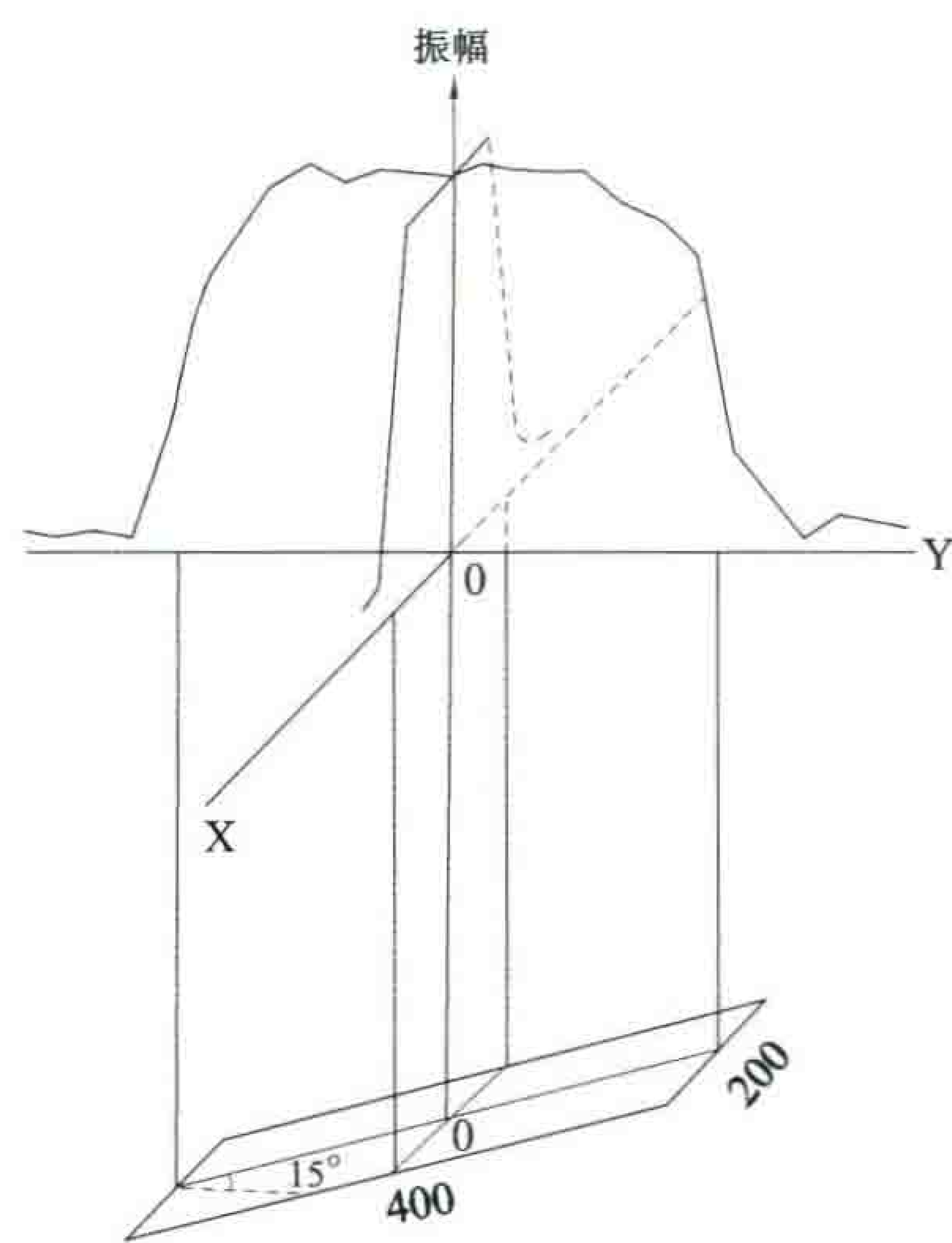


图 14　三维收敛后，通过断块中心两条垂直剖面的振幅曲线

三维处理后的记录质量会得到提高，对那些侧面干扰等也可清除得较彻底。

三维处理后，在三维空间里偏移的反射完全归位，三维显示的结果就是铅垂剖面。它使用方便，反映的地质现象真实、准确。它能够与钻井资料直接对比，能较正确地判定断点，划分断层，能合理解释断层面等等。

三、三维绕射扫描叠加野外工作设想

（一）野外工作设想

三维绕射扫描叠加要求原始资料有较大的密度，工作量就比较大。特别是目前采用“打井放炮”这种形式，野外负担繁重，农作物、耕田也要受到影响。因此，野外工作布置是否妥当，决定了三维地震的可行与否。据此，我们在布置野外工作时，宜遵循下列原则：

(1) 对地下反射点距要求有足够的密度，分布较均匀。通常在布置地面测线和接收点时能满足点距网格小于 100 m。

(2) 保证野外原始记录的质量，这是基础，故应采用多次覆盖观测系统，并充分使用组合检波，以便较好地克服多次反射和其他杂波。

(3) 选用合理的施工方式，使野外工作多快好省。放炮点应尽可能少。并且因为三维绕射扫描叠加本身是一种大面积组合，所以可适当地减少检波器组合数和覆盖次数，以减轻野外工作负担。

鉴于上述原则和地震队现有装备，试提出一种"双站三炮"的野外工作方法。它是采用双站同时接收的形式，如图15(a)。两条大线分别位于相距 300 m 的两条测线上，在两测线间均匀地布置三个炮点，即 100 m 一个炮点，逐一激发，两站同时接收。放完三炮后，两站同时沿测线方向搬家。这两条测线放完后，就可以获得 6 条测线的野外资料，它们相距 50 m。比目前常用的普通单站工作方法节省工作量，为获取相同数量的地下反射点信息，炮点可减少一半，野外布置的测线也少，排列搬动次数也相应减少。具体工作量比较见表 1。同时它的非纵距只有三种，并且最大的仅有 300 m，基本上和纵测线接近，射线路程简单，动校正易于处理，又便于解释。纵测线的资料也可用模拟机回放处理，这是它的优点。

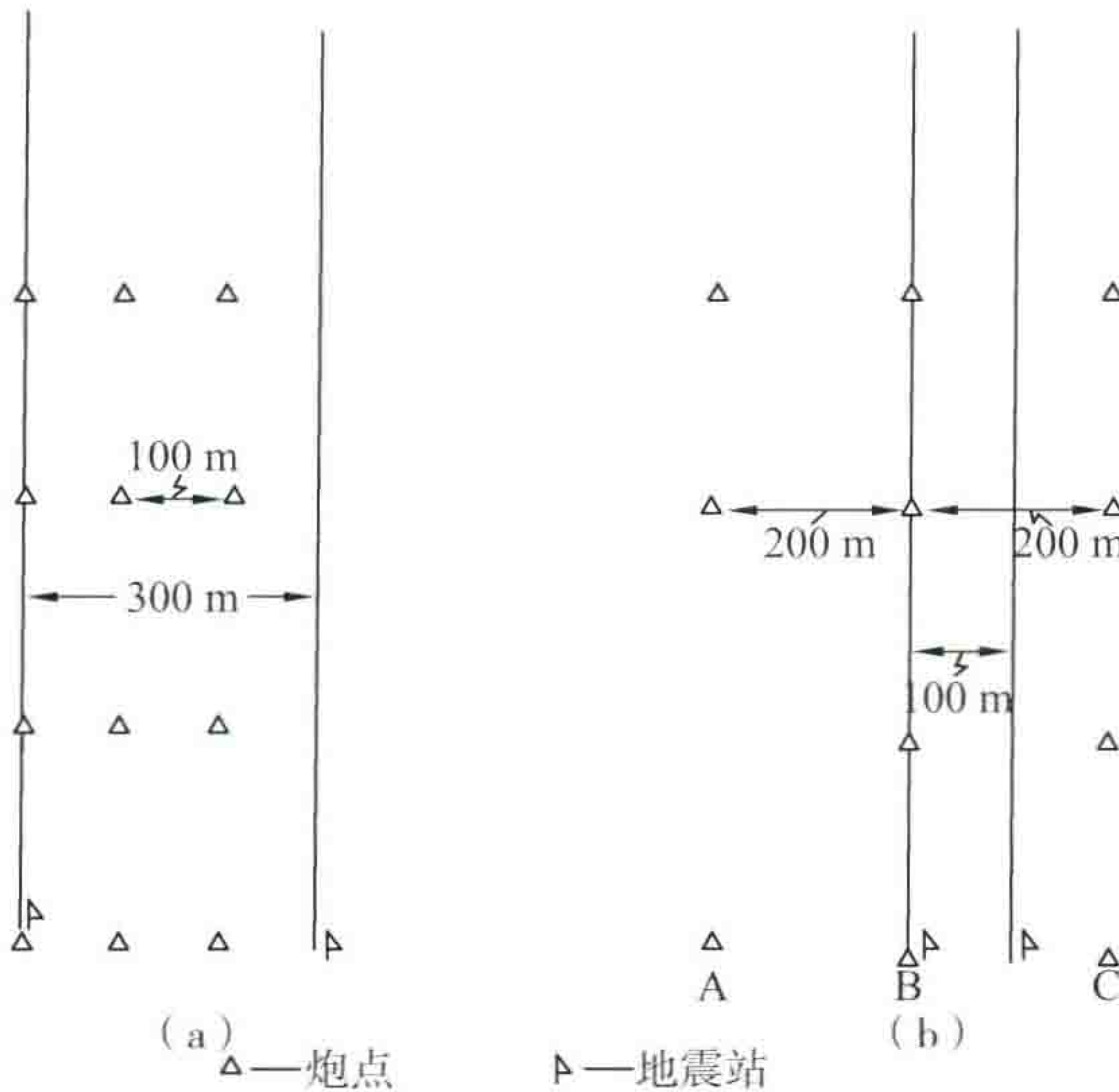


图 15　三维野外工作方式："双站三炮"

这种"双站三炮"工作方式的缺点是两个地震站距离较远，必须使用加长线，让两站相互靠近。图 15(b)是另一种"双站三炮"施工方式，两条大线相距 100 m，三个炮点分别位于 A、B、C。AB、BC 各相距 200 m，B 点恰好在一条测线上，三个炮点分别放炮，两站同时接收，一样可以获得 6 条测线的记录。最大非纵距也是 300 m。这样的观测系统看来比较好，对 48 道地震仪的施工尤为方便。

我们再将"双站三炮"这种工作方式与普通详探工作的工作量做比较，看一下三维地震的工作量究竟有多大。

测线距 300 m，垂直测线方向炮距 100 m，排列为 O—75—1800 m 的四次覆盖，在 5×6 km^2 的工区内共需放 1392 炮。过去的人工归位小三角形测网，测线距 260 m，三个方向布测线，测线的交点都是公共炮点，600 m 小排列中间放炮，在同样大小的工区内需放 1260 炮。如果用普通的 300 m 测线距的方格网，做开发地震，用 0～1800 m 六次覆盖也要放 1230 炮。可见在布置三维地震的野外工作时，只要采用适当工作方式，工作量是并不很大的。

表 1

施工方式	测线距	垂直测线方向炮距	垂直测线方向地下反射点距	覆盖次数	测线数	炮排数	每炮排的炮数	工区内需要炮数	最大非纵距
单站单炮	100(m)	100(m)	100(m)	4	50	50	29	1450	0(m)
	50	50	50	4	100	100	29	2900	0
双站三炮	300	100	50	4	16	48	29	1392	300

工区面积均以 5×6 km^2 计算，每条测线长 6 km；排列：0～1800 m，四次覆盖，沿测线方向炮距为 225 m，道间距 75 m；接收点网格：地面 75 m×50 m，地下 35.5 m×50 m。

（二）节省野外工作量的途径

三维绕射扫描叠加要求有相当密度的原始资料，才能取得良好效果。这样虽然在施工设计和野外生产中千方百计想办法减少炮数，提高工效，但工作量仍过大，有碍于方法的广泛使用。这迫使我们在室内处理时多想办法，要求用密度较稀的原始资料处理出与有较高密度的原始资料相同的效果，来节省野外工作量。

我们知道，每个地震反射波，其波形和能量都是渐变的，即使在地下突变点（断层、尖灭等）处，也是这样。据此我们提出数据内插的办法。所谓内插就是在两个地震记录道中间利用某种插值方法得到一道或数道新的地震记录道，同样在两条测线中间也可以得一条或数条新的测线。内插后的原始资料密度比内插前的野外资料提高一倍或数倍。也就是说，目前的三维绕射扫描叠加的野外记录的点距可放宽一倍至数倍，而在室内处理时又可加密到本文前面所要求的点距，保证二维和三维绕射扫描叠加得到好的效果。

内插工作必须要在野外原始资料上做，不能在二维绕射扫描叠加资料上进行。在这两种资料上进行内插是有区别的，会得到不同的效果。二维绕射扫描叠加资料对绕射波已收敛，断点等地质现象显示较为清楚，在此基础上内插，对断层位置等基本上只起平均作用，不能提高勘探精度。在野外原始资料上内插加密资料后，再进行扫描叠加，内插值虽然可能是个近似值，只要它按某种内插方法达到一定精度，对绕射扫描叠加结果就会有所帮助，比内插前的绕射扫描叠加效果要好。点距的疏密对效果的影响是很大的，在本文已讨论清楚，不再赘述。

内插有多种办法，最简单的就是线性插值，即利用 A、B 两道的平均值得出一新的内插道 C'。内插道 C' 的精度与 A、B 两道的间距和斜差有关。图 16 中 A、C、B 三道是在水平断块主体部分，斜差近似为零。图 16(a)为 A、B 间距是 100 m，内插成 50 m 道距，在同一时间上利用 $(A+B)/2=C'$，获得内插道 C'。用 C' 和原来的合成记录 C 相比几乎没有差异。图 16(b)为 A、B 道距是 200 m，斜差增大，内插成 100 m 道距，C' 和 C 相比，其振幅和相位基本一致，对扫描叠加结果影响可能不大，但在同相轴有较大斜差时，相位和振幅都有误差。图 17(a)是倾角为 30°时主体部位中的几个记录道，采用线性内插后，其结果 C' 和原合成记录道 C 相比，差别很大，用 C' 来代替 C 显然是不合理的。所以，简单的线性内插用在地层倾角较大的地震记录上是会有较大误差的，甚至会产生假象。

如果根据同相轴的方向内插，那么对斜同相轴的内插就变成了对水平同相轴的内插，用线性内插也会得到满意的结果，见图 17(b)。这就要求在内插之前对地震记录做一次自动检测。对相邻四道或六道做一次相关，找出同相轴的方向，然后按照同相轴的方向来内插出中间道，加密点距。

如若这种办法可行，用野外 100 m 的道间距内插出 50 m 的道间距，或 100 m 的测线距内插出 50 m 的测线距，那么，野外工作量就可以减少一半。这是一种节省野外工作量的途径。

到目前为止，国外已报道几种三维地震方法，都是从几何地震学的观点出发，有着很大缺陷。

美国的三维地震，野外用“十”字排列来获取资料。通常用 48 个检波器在 1000 m 长的地段上布成测线，在与测线垂直方向上布设 48 个炮点。炮间距与检波器距相同，以得到反射点的均匀网格。这样的观测系统不能克服多次干扰，非纵距又很大，不便于解释和处理。其显示结果为等 t_0 的平面切面黑白照相图，每 20 ms 一张，从浅至深数目很多，极为繁琐，又不直观，使用不便。这种方法恐怕不一定能搞清断层。

法国的宽线剖面法。由若干条（一般 3～6 条）平行测线组成。测线距由 25～60 m，做 12 次或 24 次覆盖，对研究断面反射、断层位置有一定作用，但它的反射归位是从本测线由里向外侧进行归位分配，而测线两侧不能向本测线上归位，所以测线本身的信息内容是不完整的，因此我们认为宽线剖面法只是一种半归位法。同时，由于它是根据侧向的反射时差 δt 来计算侧向偏移大小的，这种几何地震学的解释理论对勘探复杂断块也还是无能为力的。

国外还有一种所谓“脉冲全息”的方法，利用许多地面接收点，先用叠加能量的极大值求出反射界面的地下虚发炮点位置，然后再计算出垂直二等分的反射界面来。这种几何地震学的立体解释方法也是不能

真正解决复杂构造问题的。

我们应该努力，利用现有人力物力，吸取有用的外来经验，发展我们自己的三维地震，把地震勘探提高到新的水平上。

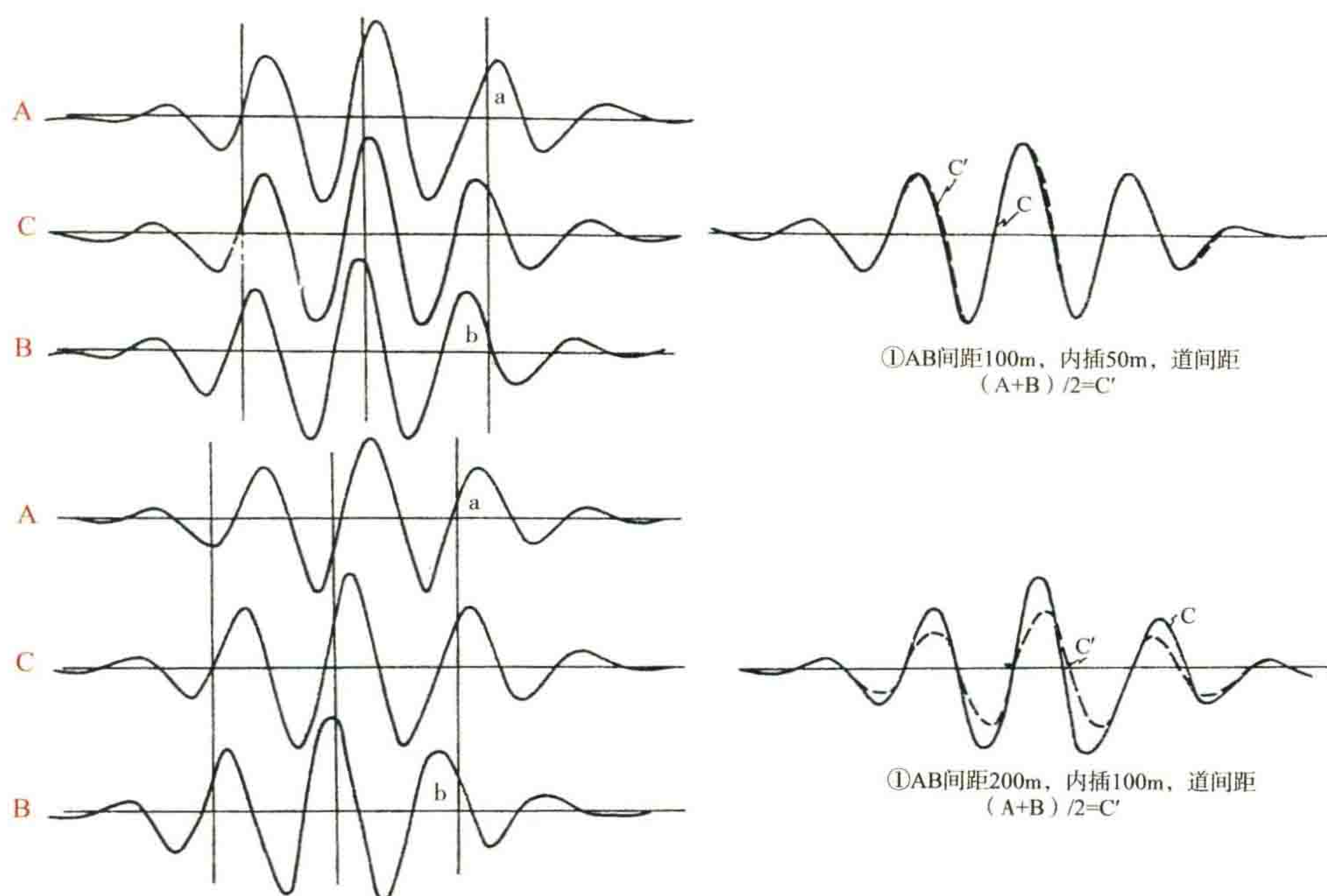


图 16　100×400 水平断块的内插，实线 ABC 所示为原合成记录道，道线 C′所示为内插记录道

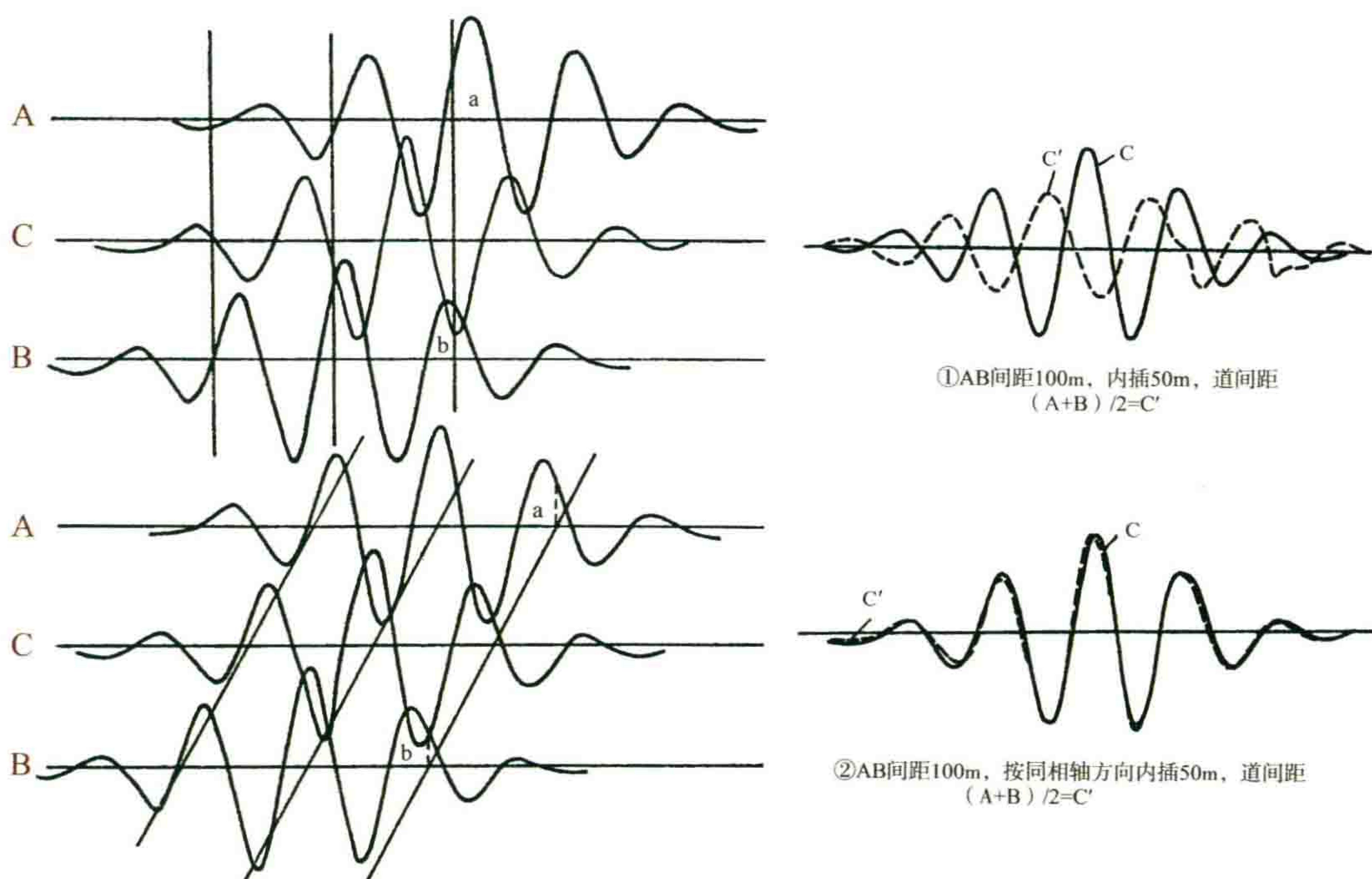


图 17　200×400，$\varphi=30°$，倾斜断块的内插，实线 ABC 所示为原合成记录道，虚线 C′所示为内插记录道

地震信号内插与噪音剔除(一)

1986 年,一个偶然的机会我做了一个实验,发现如此文图 2 的情况,即当地震道上有几个大脉冲时,你用规定门槛去剔野值时,无法去干净,而用普通滤波的方法会留下许多错误。于是我想到如果能找到一种"检噪算子"就好了,可以把大脉冲从根上拔掉。这便是我们的一维时域去大脉冲的思路。

我又想到把这个思路引申到空间域。因为一般记录上信号在相邻道上振幅是低频渐变的,而噪声是突变的,在数据在空间域排列时,也表现为偶然的脉冲。于是想出了本文一维空间域去噪方法。

此文中,讲信号内插不是目的,因为这种内插必须在信号没有假频时才行。我讲内插算子的目的是引出"检噪算子",它等于 1 减去"内插算子"。

本文于 1987—1988 年发表在《地球物理学报》上,分上下两篇,第一篇是一维的时域及空间域的去噪,第二篇是发展到二维的情况。

难点是这个"检噪算子"的设计。文中给出了答案。

摘 要

信号内插与噪音剔除是相互有着有机联系的两个方面,首先讨论地震信号的内插方法,提出了一种"最佳内插算子",从而导出了另一种"检噪算子",它可以有效地把干扰波从记录中识别出来,并将其"剔除"出去。进而讨论空间域数据的内插问题——道内插问题。在一定的条件下,空间域数据内插与时间域内插是完全等效的,因此道内插也可以采用与时间域相同的"最佳内插算子"。地震记录上的干扰波其绝大部分表现为空间域的脉冲式干扰,所以用"检噪算子"在空间域作褶积,便能识别干扰,从而对干扰加以剔除。本文解决了一种迭代的剔除方法,取得了好的效果。

关键词

地震信号　噪音剔除　最佳内插算子　检噪算子

前言

近年来,随着石油勘探的深入开展,在我国西北及西南地区遇到了不少地震工作的困难工区。在那里,地震记录的原始信噪比相当低,以致资料处理经常产生困难。传统的消除干扰的方法往往不能解决问题,为此,需要解决能够把干扰波从记录中比较彻底地加以剔除的方法。本文在去噪工作方面打开一条新的思路。

作者认为,地震信号的内插与噪音剔除两个方面应该联系起来加以考虑:如果知道了信号是怎样准确

内插的，那么就会知道该如何剔除干扰噪音。首先论述地震信号的内插。

一、时间域地震数据内插的基本思想

通常，地震数据在时间域并不需要内插，因为在时间采样率方面一般是足够密的，相反地，常常在地震资料处理过程中还要抽稀，即把常规的 2 ms 抽成 4 ms 采样。然而，从剔除噪音的角度讨论时域的地震数据内插还是有必要的。

地震信号数据是一条比较光滑而连续的曲线，但地震道上记录的地震信号存在着各种干扰。因此，有些看来十分严格的内插公式，如拉格朗日或牛顿插值公式，或斯提林公式等[1]，往往会弄巧成拙，内插出来的数据摆动很大。

对于地震波来说，用低通滤波方法作信号的内插是最为合适的，因为它除了作信号内插外，还能用之识别（脉冲式）干扰噪音。原因如下：

石油地震勘探、煤田及工程地震勘探都各自可以定义一个信号的截止频率。例如对一般石油地震勘探，可以认为反射信号的频率不会超过 200 Hz，于是可采用 2 ms 采样。采样所记录下来的地震道数据，其信号本身是相当严密的，它的每一个采样值都与前、后各采样点之间有着内在的联系。换言之，信号的每个采样值是唯一确定的。或者说，信号是可以内插的。如果有一个干扰脉冲混了进来，我们就会发现信号截止频率以上的能量不为零，这就给了我们发现干扰脉冲以及剔除它们的理论依据。

图 1(a)为一个地震反射波理论波形 $s(t)$，它是两个正弦波（40 Hz 与 60 Hz）的合成曲线。其采样间隔为 2 ms。一个低通滤波器 $l(t)$，如图 1(c)，和一个高通滤波算子 $h(t)$，如图 1(d)，二者是互补的。即其频谱相加为 1，如图 1(b)所示。$l(t)$可使 80 Hz 信号顺利通过。

将地震信号 $s(t)$分别做高、低通滤波，结果分别如图 1(e)、1(f)所示。由于这个地震信号不存在高于 80 周的信号，图 1(e)近似成振幅小于 2‰的一条直线，而图 1(f)仍旧保留了曲线的原样，误差小于 2‰。

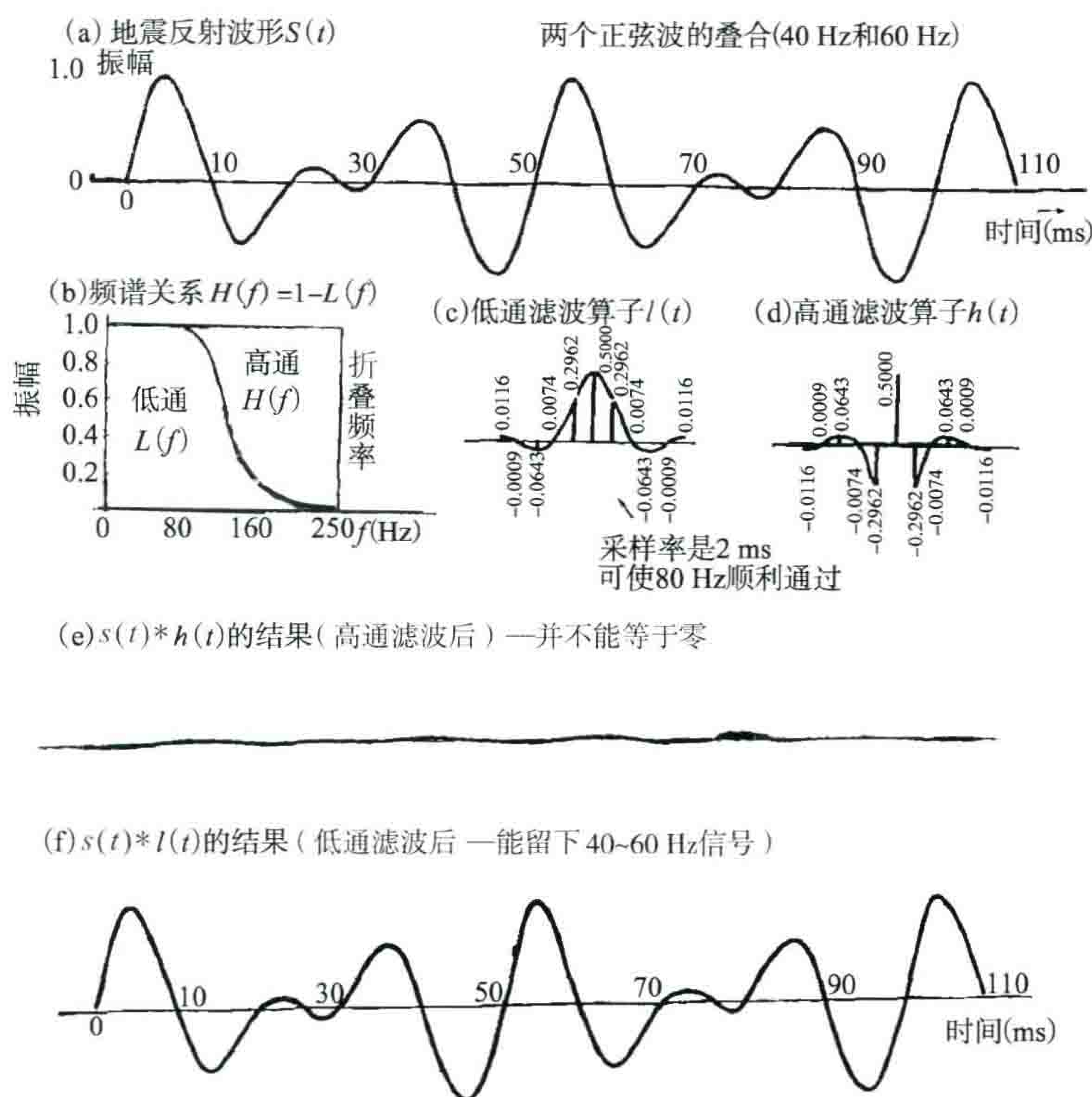


图 1　信号模型及高低通滤波算子

由图 2 所示，图 2(a)为原来的地震信号再加上四个干扰脉冲，脉冲的振幅为信号振幅的 0.5 至 1 倍(图中黑柱子所示)。仍用刚才的高、低通滤波算子去作褶积。图 2(b)为高通滤波后的结果，出现了四个异常波形，分别相当于四个干扰脉冲。每个异常波形的中间峰值与加在图 2(a)上的干扰脉冲的原来数值几乎相等。这说明一般地震波的波形曲线本身是相当光滑的。只要采样率足够密，如果混进干扰脉冲用一个高通滤波算子进行褶积，就可以把干扰找出来，并设法加以剔除。

图 2(c)为低通滤波的结果(粗线)。细线为原信号[图 1(a)]。可见采用低通滤波后，地震波形产生了失真。失真的波形成分实际上就是混进的干扰尖脉冲的低频响应。由此看来，要去掉干扰不能指望用一般的线性滤波。

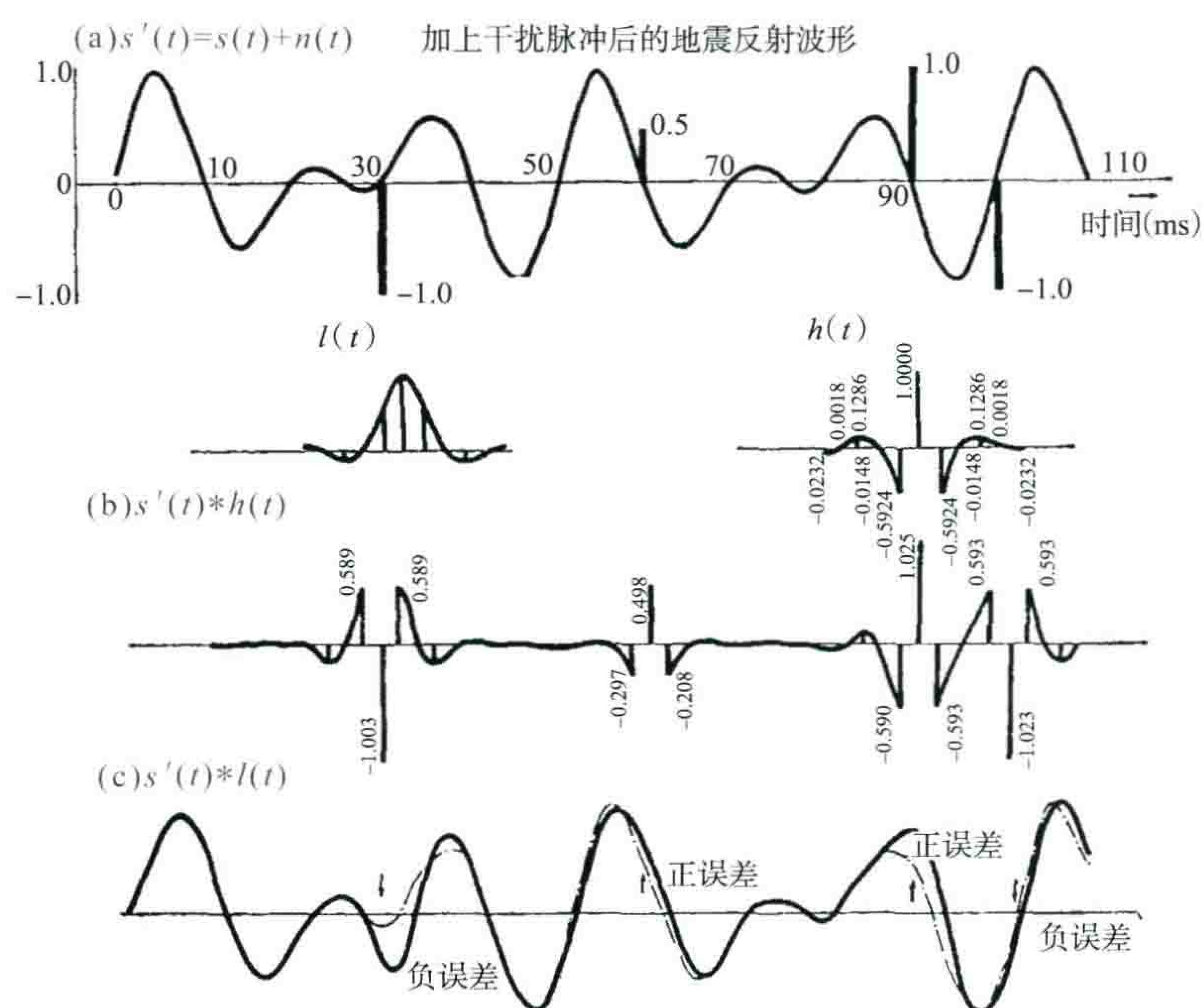


图 2 高通滤波算子和低通滤波算子检测、消除脉冲干扰的能力

图 3 表示了剔除干扰脉冲的方法。在图 3(a)中先把干扰识别出来；图 3(b)是经过减去或补插，恢复了原来地震信号；图 3(c)曲线表示补插后再用高通算子去检查，发现已经不存在干扰了。

对于时间域里这种脉冲式的干扰，用本文介绍的时域干扰剔除方法，它比其他限幅或置零的去大值方法都较为合理，而且不会随处理人员的限幅门槛值的选择成败而产生效果上的优劣。

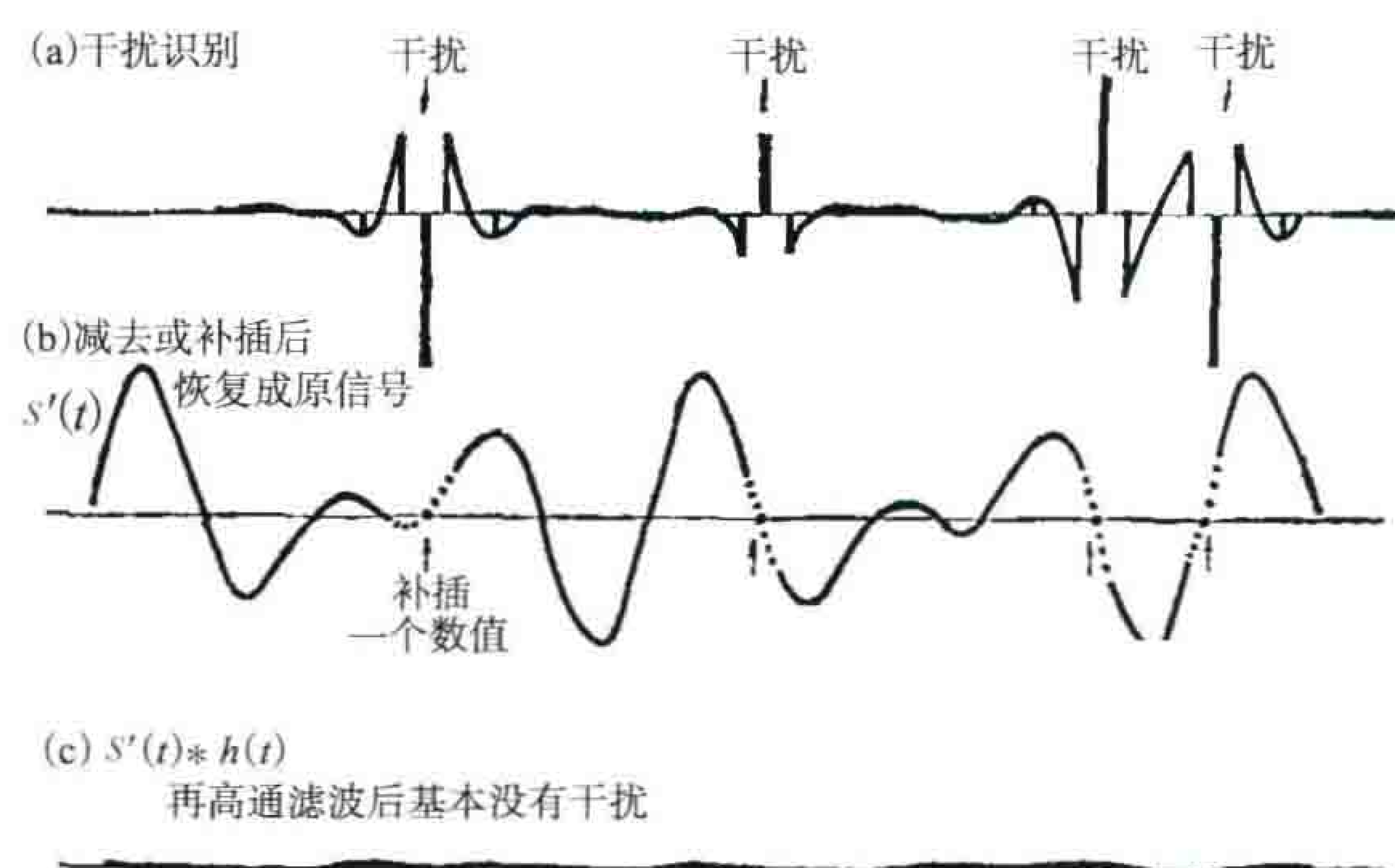


图 3 干扰剔除方法

二、理想低通滤波器

关于理想低通滤波器可参阅文献[1]，使用低通滤波器能对数据进行内插，其数学基础如下：

假设地震信号 $s(t)$ 有一个信号截止频率 fc，采样间隔 Δ，满足 $\Delta \leqslant \frac{1}{2f_c}$。采样后的离散信号是 $s(n\Delta)$。那么，由离散信号恢复连续信号的公式为

$$s(t)=\sum_{n=-\infty}^{+\infty} s(n\Delta)\cdot g(t-n\Delta)\cdot\Delta \tag{1}$$

其中

$$g(t)=\frac{\sin\frac{\pi}{\Delta}t}{\frac{\pi}{\Delta}t} \tag{2}$$

以上公式就可以用来内插任何时刻 t 的 $s(t)$ 函数值。如果采样数据足够密，内插值是唯一确定的。当理想低通滤波器算子 $g(t)$ 无限长时，由(1)式内插 $s(t)$ 函数就是完全精确的，但实际上算子不可能无限长，所以要对算子加以改进。通过镶边和选用丹尼尔截尾窗函数，一个离散信号的插值公式可以表示如下：

$$s(t)=\sum_{t-N\Delta\leqslant n\Delta\leqslant t+N\Delta} s(n\Delta)\cdot l(t-n\Delta) \tag{3}$$

式中 $l(t-n\Delta)$ 是一个低通内插算子

$$l(t-n\Delta)=\left[\frac{\sin\pi\cdot\frac{t-n\Delta}{N\Delta}}{\pi\frac{t-n\Delta}{N\Delta}}\right]\cdot\left[\frac{\sin\pi(f_1+f_2)\cdot(t-n\Delta)}{\pi(f_1+f_2)\cdot(t-n\Delta)}\right]\times\left[\frac{2\sin\frac{\pi}{2}(f_2-f_1)\cdot(t-n\Delta)}{n(f_2-f_1)\cdot(t-n\Delta)}\right]^2$$

$n=0,\pm1,\pm2,\pm3,\cdots,\pm N$。

$$\tag{4}$$

当 $t=\frac{\Delta}{2}$ 时，就是在两个数据的中央位置上内插一个样点值，就能把数据加密1倍。同理，若令 $t=\frac{\Delta}{5},\frac{2\Delta}{5},\frac{3\Delta}{5},\frac{4\Delta}{5}$，则相应地可以将数据加密5倍。此外，当 $t=0$ 时，我们称之为在节点上的补插方法。这就是在有干扰的点上，把该点的数据作废，用周围的 $\pm N$ 个数据补插出这个节点上的数据来。

(4)式的低通内插算子需要做一次归一化调整，使低通算子各系数之和接近1或等于1。

三、低通内插算子的逆切比雪夫优化

内插公式(4)对于算子长于30个点的情况下，一般效果是不错的。但由于我们要求内插算子很短，一般为6～11个点，所以当使用公式(4)算出低通滤波算子，经过归一化调整后，发现还不理想。为此，需要寻找一种“最佳低通内插算子”。这就是在算子长度很短的条件下，调整低通内插算子的各系数，使其最终达到在内插工作区内，其频率响应尽量接近于1，即寻找逆切比雪夫低通滤波器，这是在计算机上用迭代的方法求得的，迭代方法可见程序框图(图4)。

优化后的典型滤波算子见表1、2。表1表示第一类供道内插用的“最佳内插算子”，这种算子通频带很宽(f_c 高)，通带内振幅谱十分平稳，接近于1，内插误差很小，它们的频率特性曲线见图5。

表 1　假设采样率 $dt=2$ ms，折叠频率为 250 Hz

算子类型及名称	最佳低通内插算子				
	10 点最佳低通内插算子	10 点优化低通内插算子	8 点最佳低通内插算子	6 点最佳低通内插算子	4 点最佳低通内插算子
算子代号	CM. 10	CP. 10	CE. 8	CD. 6	CI. 4
算子数据	+0.0180	+0.0139			
	−0.0466	−0.0404	−0.0138		
	+0.0903	+0.0845	+0.0559	+0.0303	
	−0.1881	−0.1844	−0.1601	−0.1364	−0.092
	+0.6264	+0.6264	+0.6180	+0.6061	+0.592
	+0.6264	+0.6264	+0.6180	+0.6061	+0.592
	−0.1881	−0.1844	−0.1601	−0.1364	−0.092
	+0.0903	+0.0845	+0.0559	+0.0303	
	−0.0466	−0.0404	−0.0138		
	+0.0180	−0.0139			

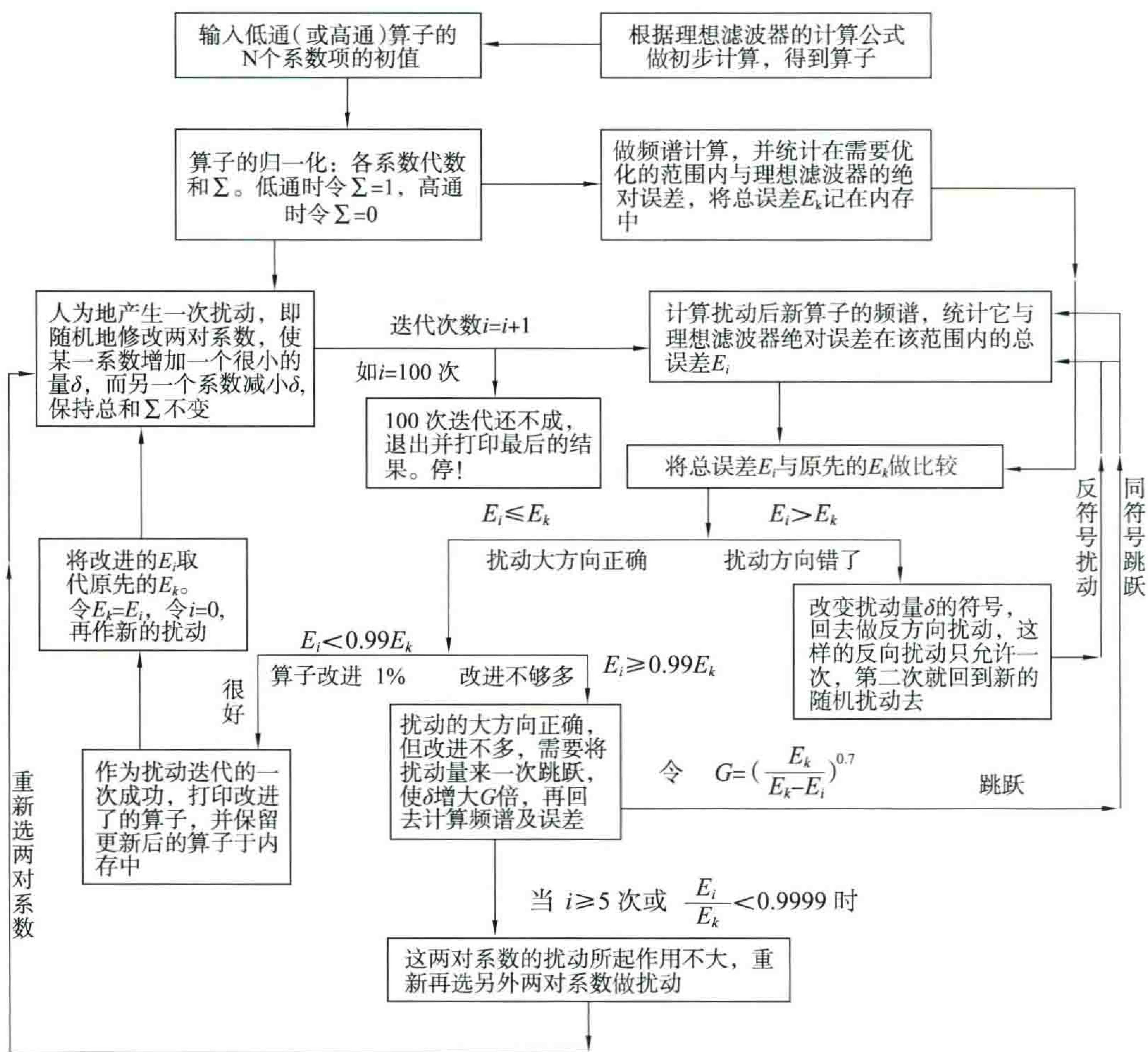


图 4　滤波算子的迭代优化程序框图

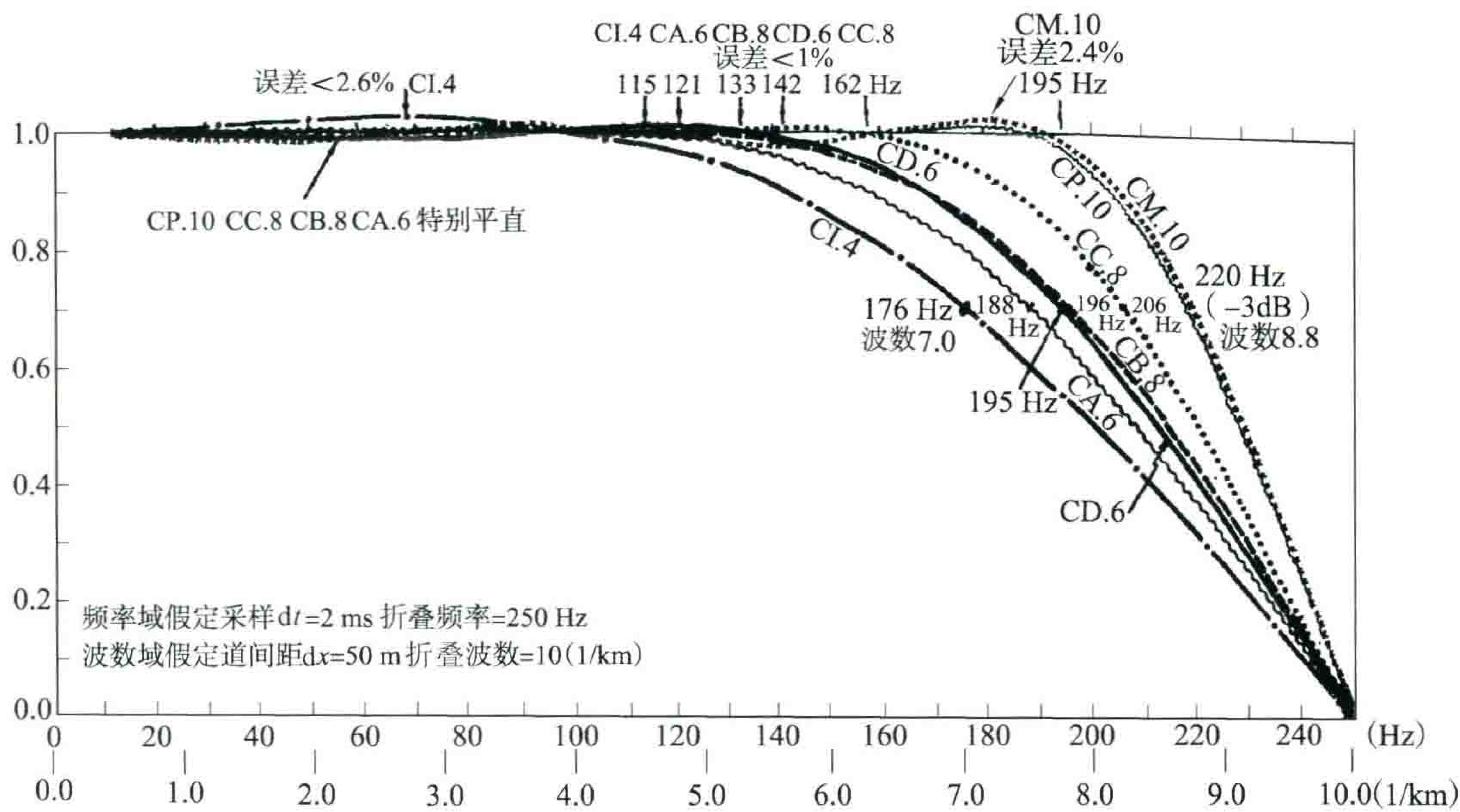


图 5 几个最佳内插算子的特性曲线

表 2 左边所列是两个供混波用的优化混波算子，其特性曲线见图 6。在干扰很强时，并且主要是随机干扰时，可以用混波来提高信噪比（当然此时要以牺牲分辨率作为代价）。一般的混波算子（尤其是等灵敏度混波）对于稍为高一些的波数，其振幅谱很快就掉下来。而我们这些最佳混波算子具有很宽的通频频带，且可以使道间的随机干扰互相部分地抵消。表 2 右方还列出了 11 点低通滤波算子和节点上的补插算子以及 11 点高通检噪算子。可以看出，它们的数据只是在中央节点上有所不同，其他数是差两倍和换符号的关系。

表 2 假设采样率为 dt＝2 ms，道间距 dx＝50 m

算子类型及名称	优化混波算子		三种算子的关系比较		
	7 点优化混波算子	11 点优化混波算子	11 点低通滤波算子	11 点低通节点上的补插算子	11 点高通检噪算子
算子代号	MC. 7	MA. 11	LF. 11	LI. 11	HF. 11
算子数据		+0.0250	−0.011	−0.022	+0.022
		−0.0754	+0.041	+0.082	−0.082
	+0.0654	+0.1480	−0.023	−0.046	+0.046
	−0.2122	−0.2300	−0.133	−0.266	+0.266
	+0.3589	+0.2897	+0.376	+0.752	−0.752
	+0.5758	+0.6854	+0.500	(节点)0.0	+1.000
	+0.3589	+0.2897	+0.376	−0.752	−0.752
	−0.2122	−0.2300	−0.133	−0.266	+0.266
	+0.0654	+0.1480	−0.023	−0.046	+0.046
		−0.0754	+0.041	+0.082	−0.082
		+0.0250	−0.011	−0.022	+0.022

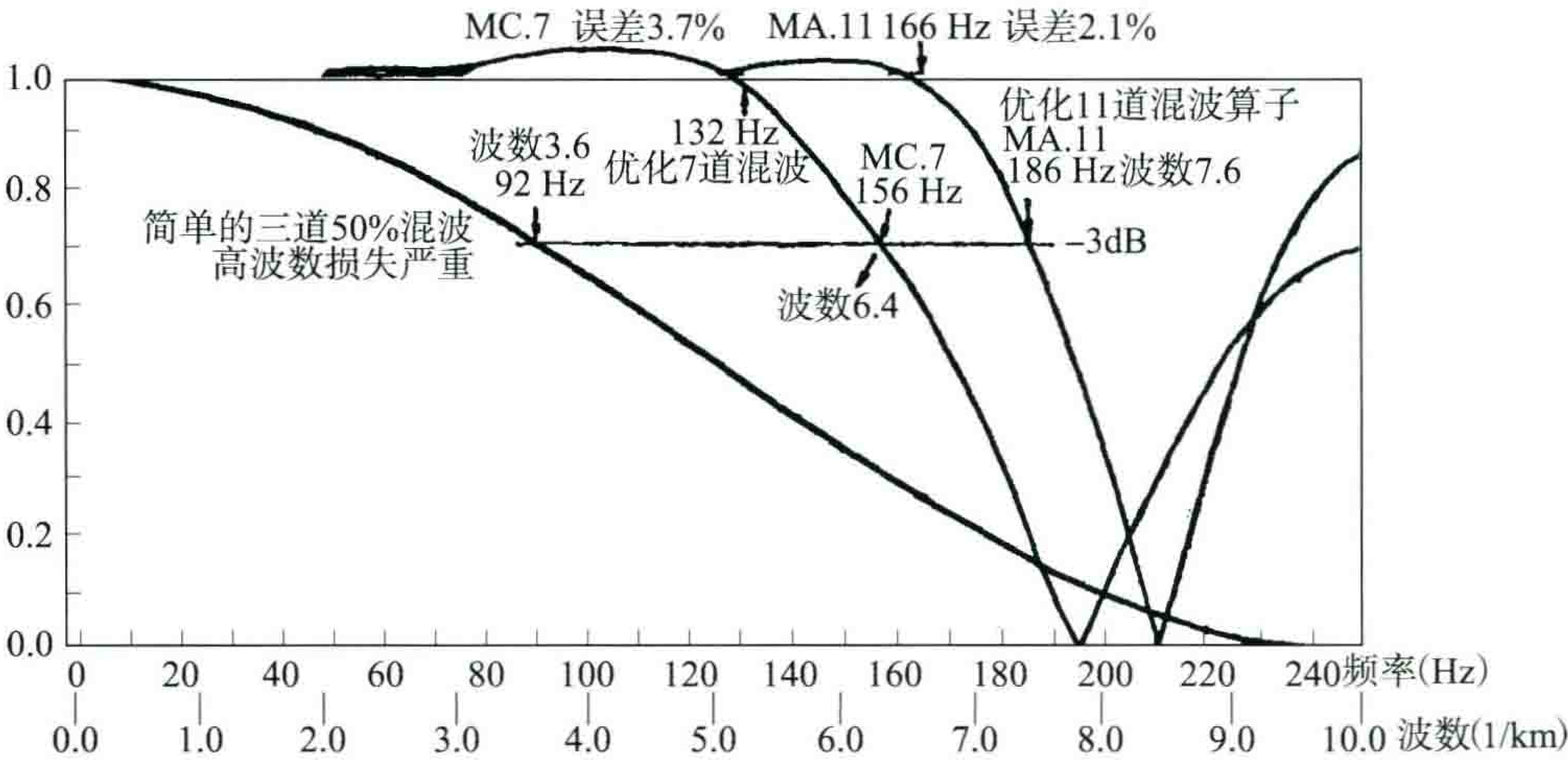


图 6 优化混波算子特性曲线

四、高通检噪算子

有了性能较好的节点上的优化补插算子以后，只要将补插算子换一下正负号，再在中央节点上加一个+1.000，就可以形成一个高通检噪算子。即用补插值与原值相减，便得补插误差，高通检噪算子可以检出高频干扰。

在频域中，若优化低通滤波算子是 $L(\omega)$，则高通检噪算子 $H(\omega)$ 为

$$H(\omega)=1-L(\omega) \tag{5}$$

表 3 假设采样率 $dt=2$ ms，道间距 $dx=50$ m

算子类型及名称	11 点高通检噪算子					7 点高通检噪算子		
	①	②	③	④	⑤	①	②	③
算子代号	HR.11	HS.11	HE.11	HF.11	HA.11	HY.7	HC.7	HB.7
功能及用途	去噪能力最强，但只能保留低频及低波数信号，可以在倾角十分平缓的情况下使用	去噪能力较好，可以在倾角不大的水平叠加剖面上做去噪工作，在空间域进行	去噪功能尚好，适用于中等倾角的记录上做去噪工作，比较实用	去噪能力较差，适用于大倾角的情况，也可以作时间域去噪之用	去噪能力最差，但基本上不损害信号，可以用在原始记录时间域去除大干扰脉冲	去噪功能强，适用于在CDP道集中做去噪，能节省计算工作量	去噪能力中等，适用于中等倾角的去噪工作	去噪能力弱，适用于时间域中去除脉冲式干扰
算子数据	−0.0529 −0.0815 −0.1040 −0.1236 −0.1380 +1.0000 −0.1380 −0.1236 −0.1040 −0.0815 −0.052	+0.0766 +0.0135 −0.0953 −0.2090 −0.2858 +1.0000 −0.2858 −0.2090 −0.0953 +0.0135 +0.0766	−0.0414 +0.0174 +0.1668 −0.0814 −0.5614 +1.0000 −0.5614 −0.0814 +0.1668 +0.0174 −0.0414	+0.022 −0.082 +0.046 +0.266 −0.752 +1.000 −0.752 +0.266 +0.046 −0.082 +0.022	−0.0407 +0.1724 −0.4015 +0.6799 −0.9101 +1.0000 −0.9101 +0.6799 −0.4015 +0.1724 −0.0407	−0.1028 −0.1729 −0.2243 +1.0000 −0.2243 −0.1729 −0.1028	+0.1257 −0.1246 −0.5011 +1.0000 −0.5011 −0.1246 +0.1257	−0.0991 +0.4066 −0.8075 +1.0000 −0.8075 +0.4066 −0.0991

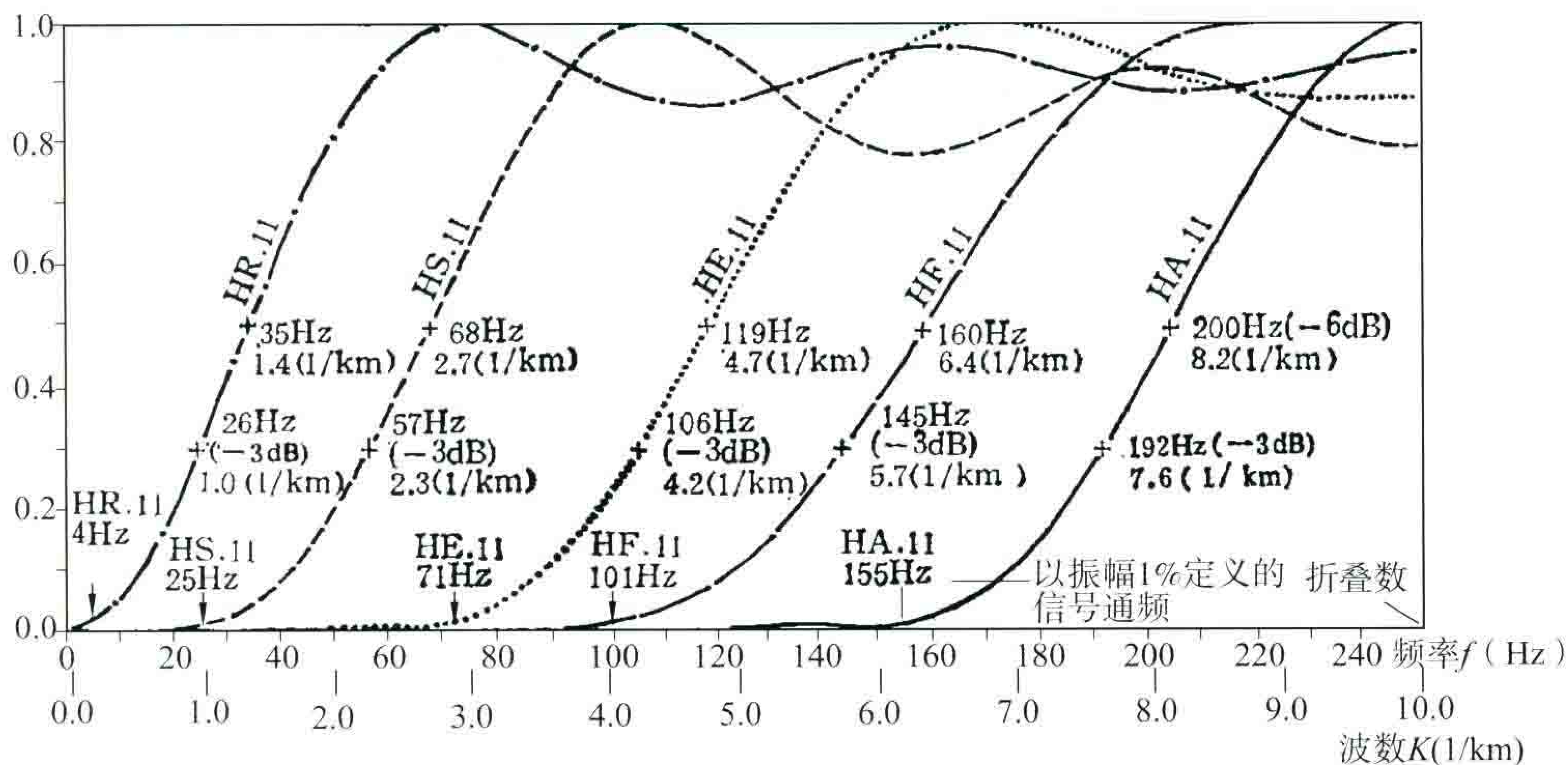


图 7　五个 11 点最佳高通检噪算子特性曲线

表 3 的左边列出了五个 11 点具有代表性的检噪算子。表中说明了它们的性能及具体数据。

它们的频率特性曲线如图 7 所示。这里已经假设采样率 dt 为 2 ms，或道间距 dx 为 50 m。如果采样率为 4 ms，则所有的频率数值都应除以 2。同理，如果道间距是 25 m，则可将波数的数值都乘以 2 就行。图 7 的右方为折叠频率(或折叠波数)，分别定义如下：

$$\text{折叠频率}\quad f_N=\frac{1}{2\mathrm{d}t} \tag{6}$$

$$\text{折叠波数}\quad K_N=\frac{1}{2\mathrm{d}x} \tag{7}$$

图 8 的下方，展示了这五个检噪算子的形态。HR. 11 算子其中央主峰突出，两边为较小的负值，检噪能力较强。HA. 11 算子波形产生振荡现象，检噪能力较弱，此外，表 3 的右方列出三个 7 点高通检噪算子。它们的特性曲线如图 9 所示。把 7 点算子的曲线与 11 点算子相比，可以看到 7 点的不如 11 点的曲线陡。因此在划分信号与噪音方面不如 11 点的好，但是 7 点算子的运算工作量可以减少很多(只需调用 7 个道的数据)。

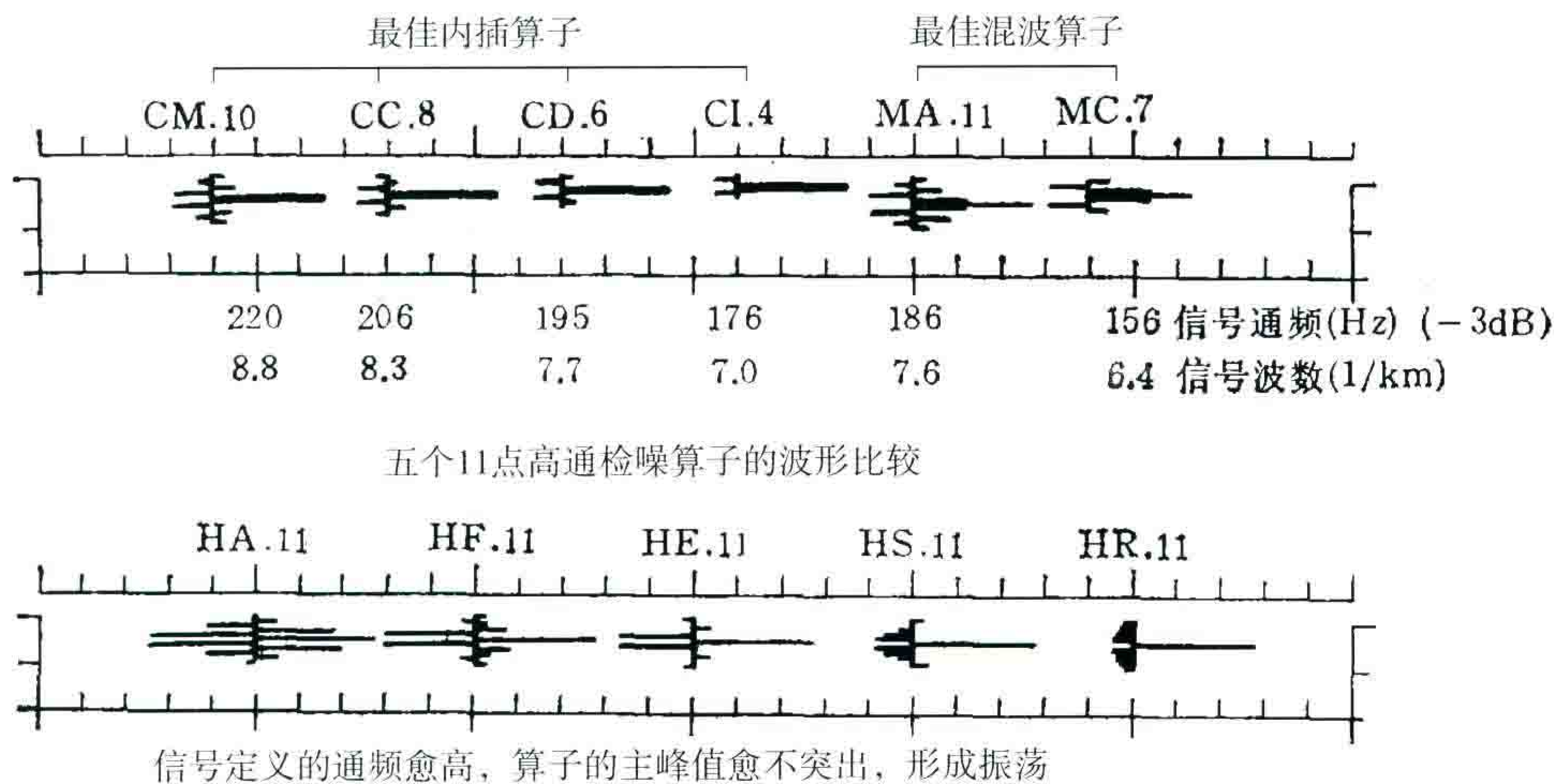


图 8　各算子的形态

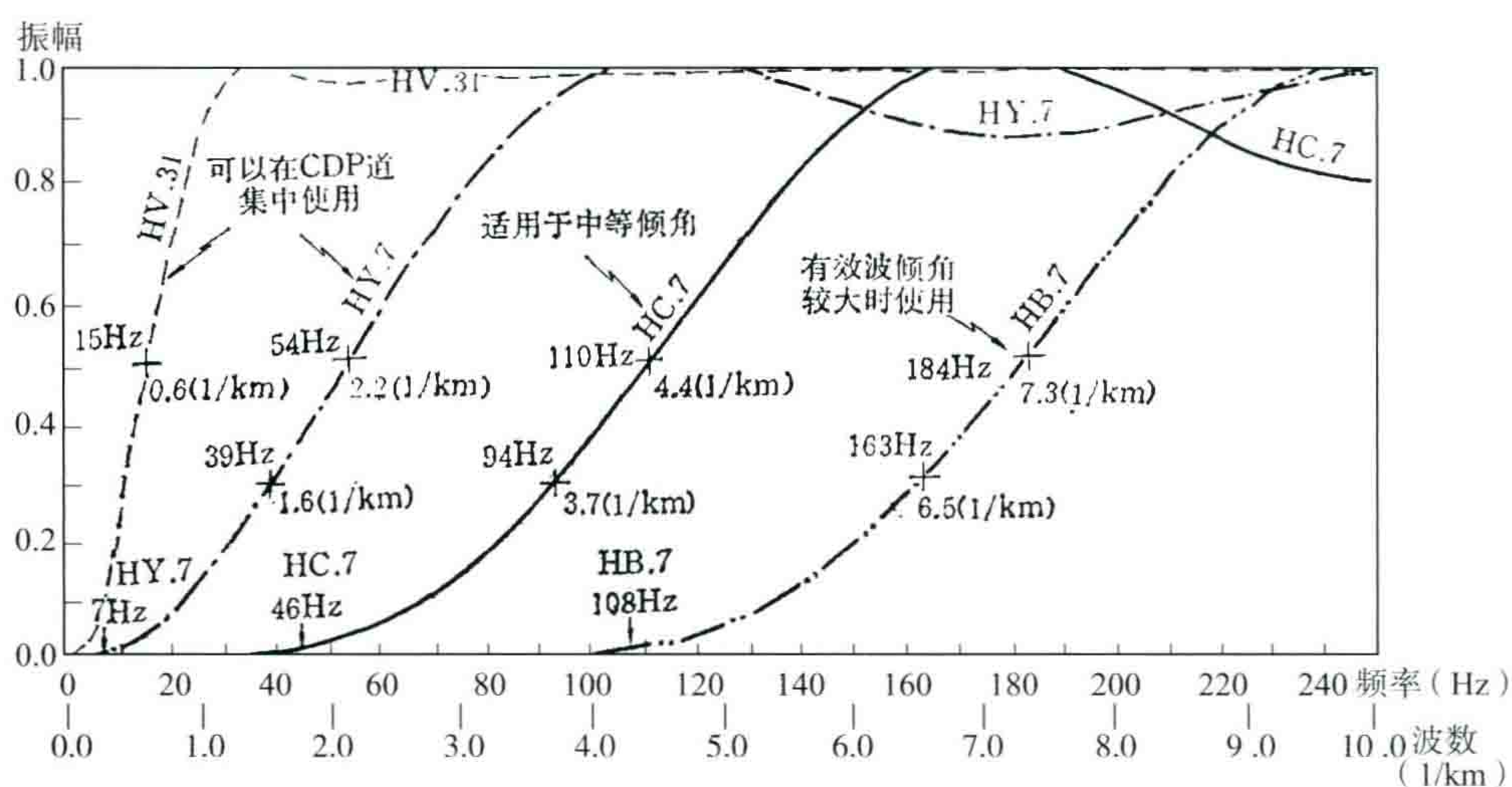


图 9 三个 7 点最佳高通检噪算子特性曲线

频率域假设采样率 $dt=2$ ms，折叠频率 $f_N=250$ Hz

波数域假设道间距 $dx=50$ m，折叠波数 $K_N=10.0(1/km)$

五、空间域数据内插(道内插)的方法

在一定的条件下，空间域数据的内插可以与时间域内插等效。图 10 表明，如果一个信号满足下列三个条件，就会具有这种等效性：

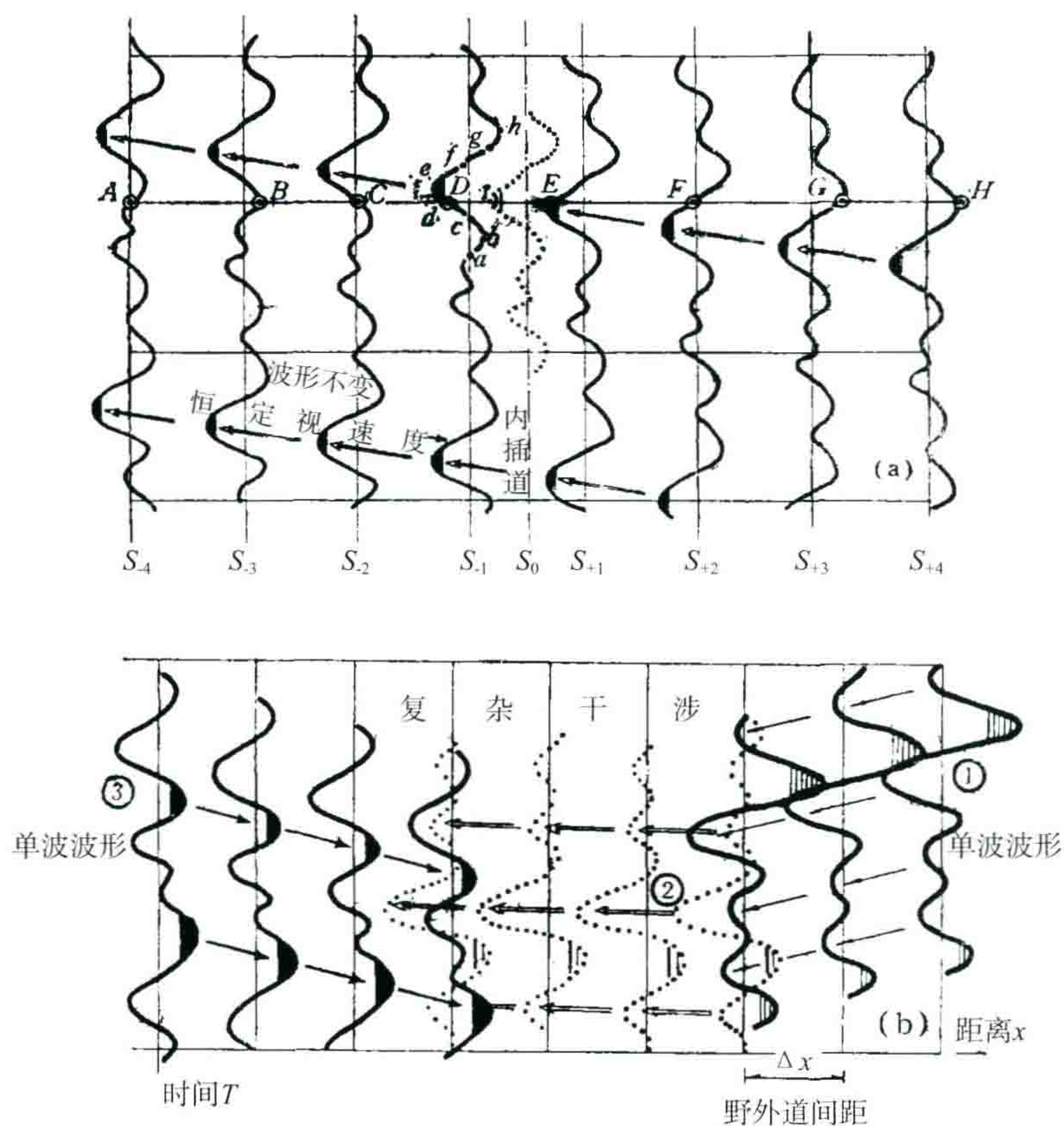


图 10 空间域内插与时间域内插的等效关系

(1) 单波在内插区里传播波形维持不变。

(2) 该波形以恒定的视速度通过各道。

（3）信号在空间域中的截止波数小于$\frac{2}{3}$折叠波数，或视波长小于3倍的道间距。

一般反射信号不是平面波，但是在地震剖面的一个小区域里，例如7-11道小范围内，在中、深层就可以认为它基本满足前面这两个假定。第三个条件是空间域采样定理所要求的。乘$\frac{2}{3}$是由于算子有限长所增添的附加条件，因为我们预计信号用短算子内插的有效区间大致为$\frac{2}{3}$折叠频率，或$\frac{2}{3}$折叠波数，所以要求其视波长不小于3倍的道间距，或者信号的波数不超过0.33周/道。

图10(a)的情况满足这三个条件。从图看到，从这8道波形来内插中间S_0位置上的波形时，空间域横向的8个点：A、B、C、D、E、F、G、H的采样值，完全与任意一道（图上为S_{-1}道）的纵向a、b、c、d、e、f、g、h时域采样值完全相等。因此，空间域内插I点就等于时间域内插i点。因此，上述的一些最佳内插算子可以直接在空间域中使用。

根据线性叠加原理，只要每一个单波满足上述三个条件，就可以用这种简单的空间域道内插方法，一次完成复杂干涉图形的内插。

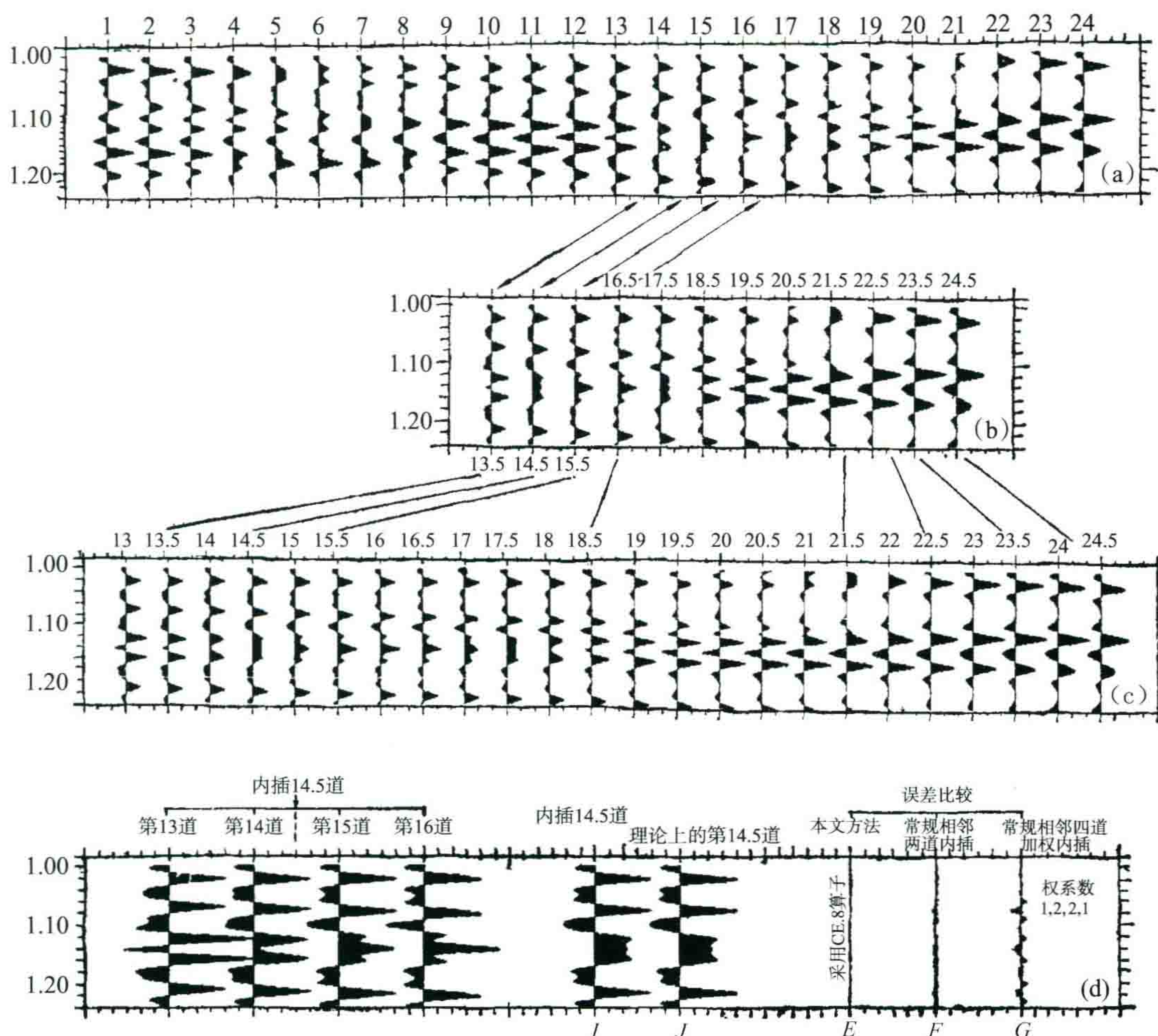


图11 9个反射波道内插情形

图11(a)是由9个反射波所形成的互相干涉的复杂波形。它们都是整数道号，共计50道。现在用8点最佳内插算子CE.8对上述波形做道内插。内插出中间道（道号13.5～24.5）示于图11(b)。图11(c)是由计算机正确计算的道距加密1倍的理论波形答案。比较此结果，可见各半数道内插波形是完全正确的。图11(d)是一个放大的波形图，其左方为第13～16道的波形图。中部波形曲线I是采用CE.8算子内插出来的第14.5道，而曲线J是理论上的答案。将曲线I与J相减得到误差曲线E，它基本上是一根直线，说明基本没有误差；而曲线F及G是常规方法先找同相轴倾角方向，然后沿倾角方向内插的结果。曲线F是采用相邻两个道做内插的结果，曲线G是采用相邻四个道做内插的结果，可见我们内插的结果

优于常规道间内插方法。

表 4 有缺道时的最佳补插算子

缺道情况	缺一道时的补插算子	缺两道时的内插算子	缺三道时的补插算子
算子代号	CA.11	CX.10	CN.11
算子的使用方法	先用本算子把所缺之道用周围10个道补插出来，然后再用CP.10内插算子把数据加密1倍	先用CX.10算子内插出所缺两道的中间道上的数据，又用CP.10算子内插各道，直到加密道空缺两个空当，然后再用CA.11算子补齐四个空当	先用CN.11补插所缺三道的中间一道，再用CA.11补插左右两个空道。此后在补齐的点上用CP.10算子作加密内插
算子数据	+0.0407	+0.1508	+0.1895
	−0.1724	−0.0359	−0.1955
	+0.4015	−0.5989	−0.6320
	−0.6799	+0.9840	+1.1380
	+0.9101	0	0
	节点 0.0	⟶	节点 0
	+0.9101	0	0
	−0.6799	+0.9840	+1.1380
	+0.4015	−0.5989	−0.6320
	−0.1724	−0.0359	−0.1955
	+0.0407	+0.1508	+0.1895

道内插技术在记录道有缺道时，会产生较大的问题，然而地震记录在编辑中挑炮剔道之后，总会发生缺道的情况，此时，如果不管缺道而直接做道内插，就会产生严重后果。为此，我们设计了三个缺道处理的算子，见表4。它们可以解决缺1道到缺3道的情况，用补插算子来补足所缺之道。当然，这种补插方法是以牺牲高波数为代价的。只有倾角平缓，频率较低的波才能保证正确内插。

六、脉冲式干扰的剔除方法

图12为噪音剔除方法示意图。图中最上边第1道 $AP(i)$ 为信号加噪音的地震道；第2道为 $AP(i)$ 经检噪算子 HE.11 检噪后的结果 $BP(i)$；第3道是 $BP(i)$ 取绝对值 $CP(i)$。然后找其极大值位置，如果找出来某一个极大值的绝对值大于规定的门槛值(初始门槛值一般可定为原地震道的振幅平均值)，则认为该点上的极大值就是干扰噪音。如此，则得到如第4道所示的十一个干扰剔除量 $EP(i)$。第5道是第1道减第4道的结果，这样就完成了一次剔除。于是再进入第二次迭代剔除：将第5道再去褶积 HE.11，得检噪褶积结果，再取绝对值，找极大。此次将门槛值降低，即降低到0.6或0.7倍，再把大于新的门槛值的极大值当作干扰，再次从第5道上减去……

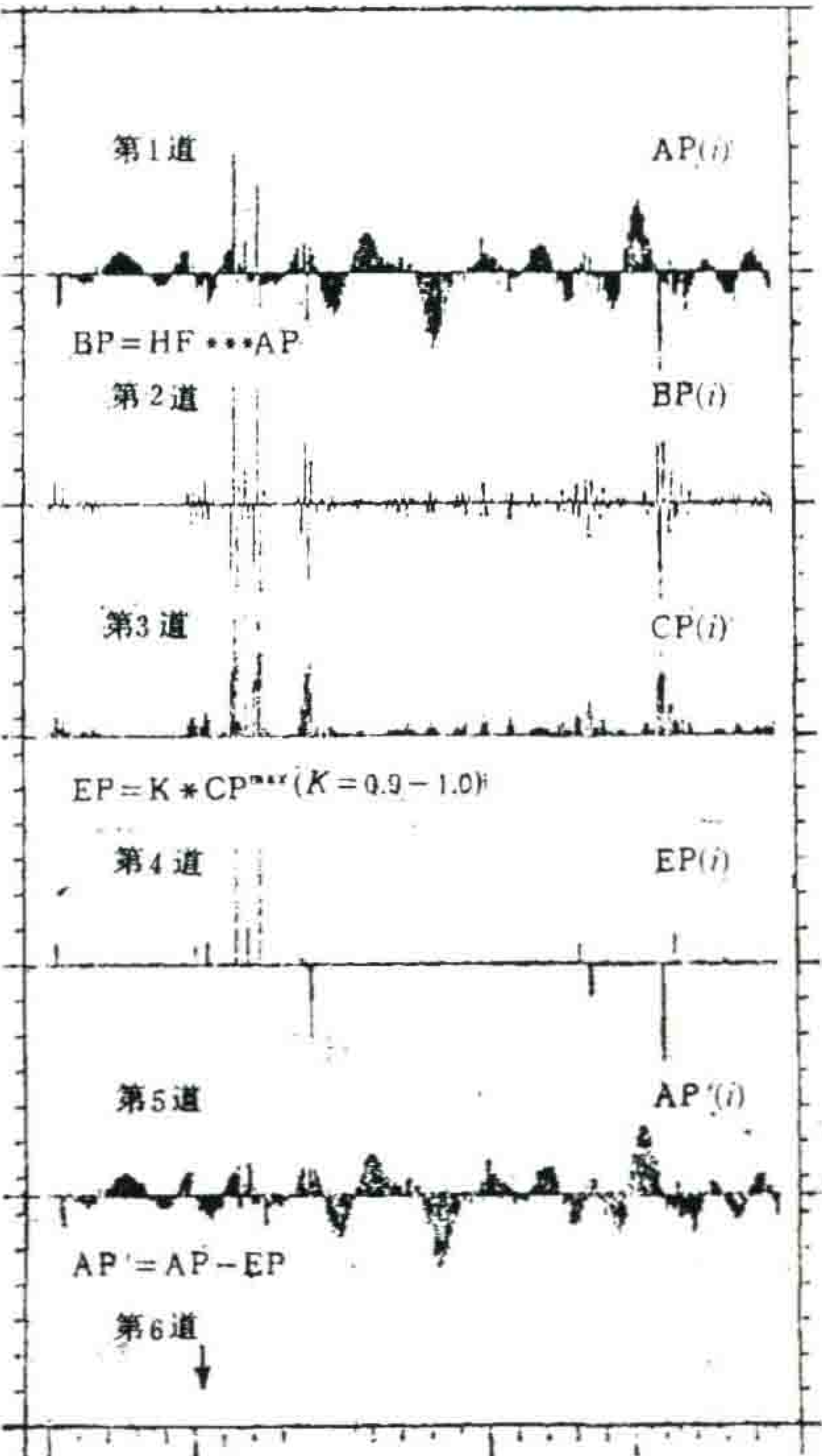


图12 噪音剔除方法示意图

这种把检噪褶积结果 $BP(i)$ 上的极大值当作干扰的方法，当然与实际干扰的大小可能有差别，但只要去噪的大方向正确，迭代中自动会把干扰正确地剔除。

图13表示了9次迭代去噪过程的情形。由图可见，随着迭代次数的增加，干扰被逐步剔除干净。上部 $AP(i)$ 曲线逐渐变得光滑；而下部 $BP(i)$ 曲线的能量逐渐变小。到第9次迭代，$BP(i)$ 曲线基本上小到快看不见。比较一下第9次迭代后的结果，它的左边就是纯信号道，可见已经恢复信号的原来面目；而最左边的道是信号加噪音道直

接做一次低通滤波的结果。这个低通滤波器的通频特性与 HS.11 算子是互补且相当的。图中打问号之处是与原来信号道不一致的地方。可见，当有了脉冲式干扰，采用一般频率滤波来滤高频的方法是不解决问题的。

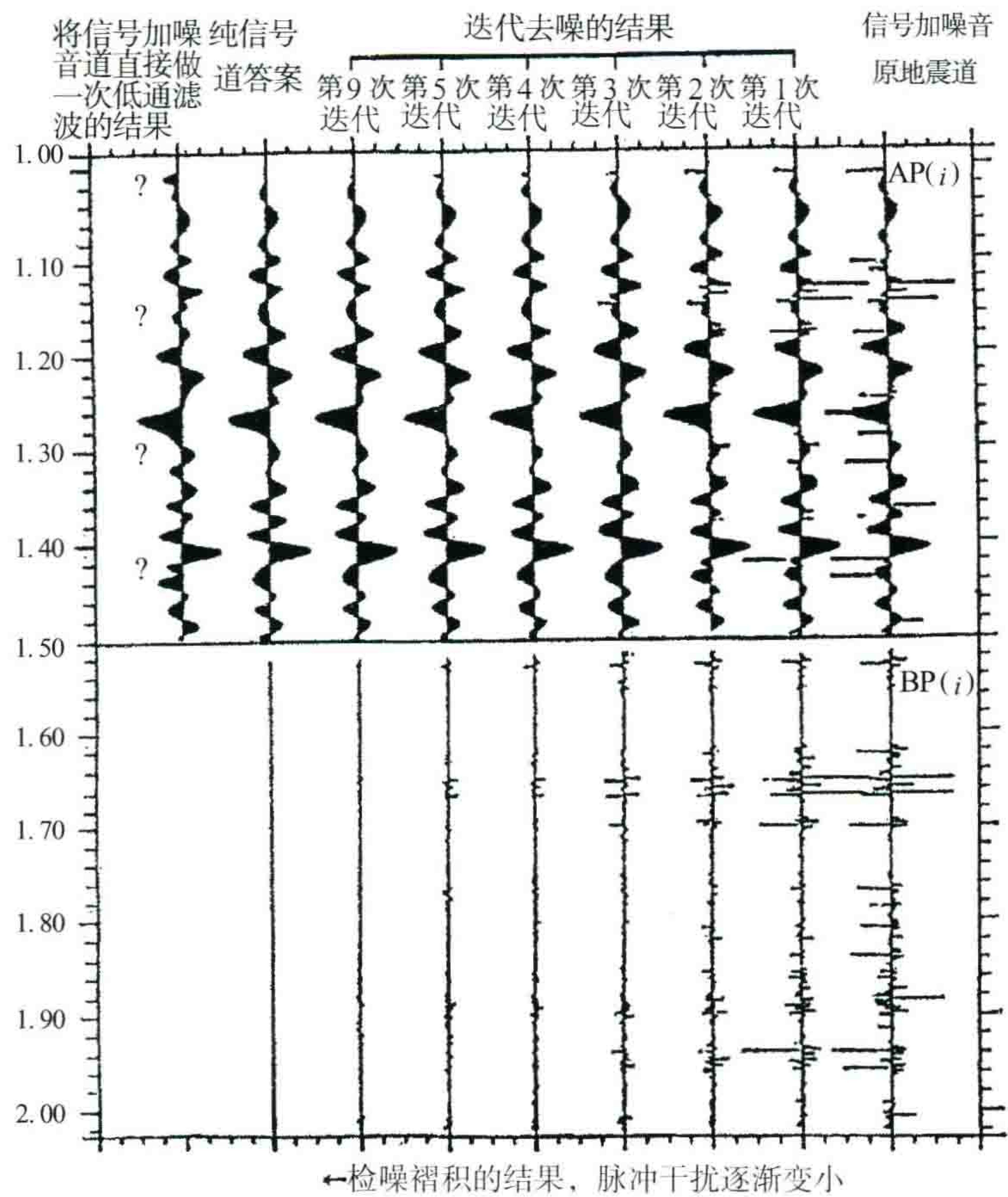


图 13　9 次迭代去噪过程

在整个迭代去噪过程中，主要应掌握以下几点：

(1) 正确选择检噪算子。使其满足不损害有效信号而又尽可能地把信号截频定义得低些，就能多去掉一些噪音。例如，在时间域中 2ms 采样时做解编后的剔除野值，则一般可采用 HF.11 算子，以保证 100Hz 的信号不受损害。

(2) 很好地掌握门槛值。一般可采用初始门槛值等于输入数据在时窗中的平均振幅。然后，随着迭代次数的增加、每次将门槛值缩小，乘上 0.6 或 0.7 倍，当缩小至初始门槛值的 1/10 或 1/20 时不再缩小，以保证反射有效信号不受损害。

(3) 适当掌握迭代次数(一般 3～5 次)。最后应该指出，采用不同的检噪算子所得的迭代去噪结果是不相同的。图 14 表示了三种检噪算子的去噪效果与直接低通滤波的比较。左边三个道曲线 1—3 相应为信号、噪音及信加噪地震道；曲线 4 为用 HF.11 做检噪算子迭代 5 次的结果；曲线 5 是通频带与 HF.11 互补的低通滤波的结果。显然，低通滤波不如噪音剔除好；再往右，曲线 6、7 是算子 HE.11 与其相应低通滤波的比较；曲线 8、9 是算子 HS.11 与其相应低通滤波的比较。迭代次数都是 5 次，可见它们都优于简单的低通滤波。在此例中，由于信号的频率不太高，所以 HS.11 算子的去噪能力最强，所得结果最好。当信号主频偏高时，就可能以 HE.11 算子的去噪能力最强，所得结果最好。当信号主频较高时，就可能以 HE.11 或 HF.11 为最好。这需要由信号截频的定义上加以选择。

图 14 中曲线 4 经过剔除的道与原来的信号道有三处明显的差别。通过理论试验，我们认为这是由于干扰模型本身在一定程度上具有与信号定义相符合的内容所造成。

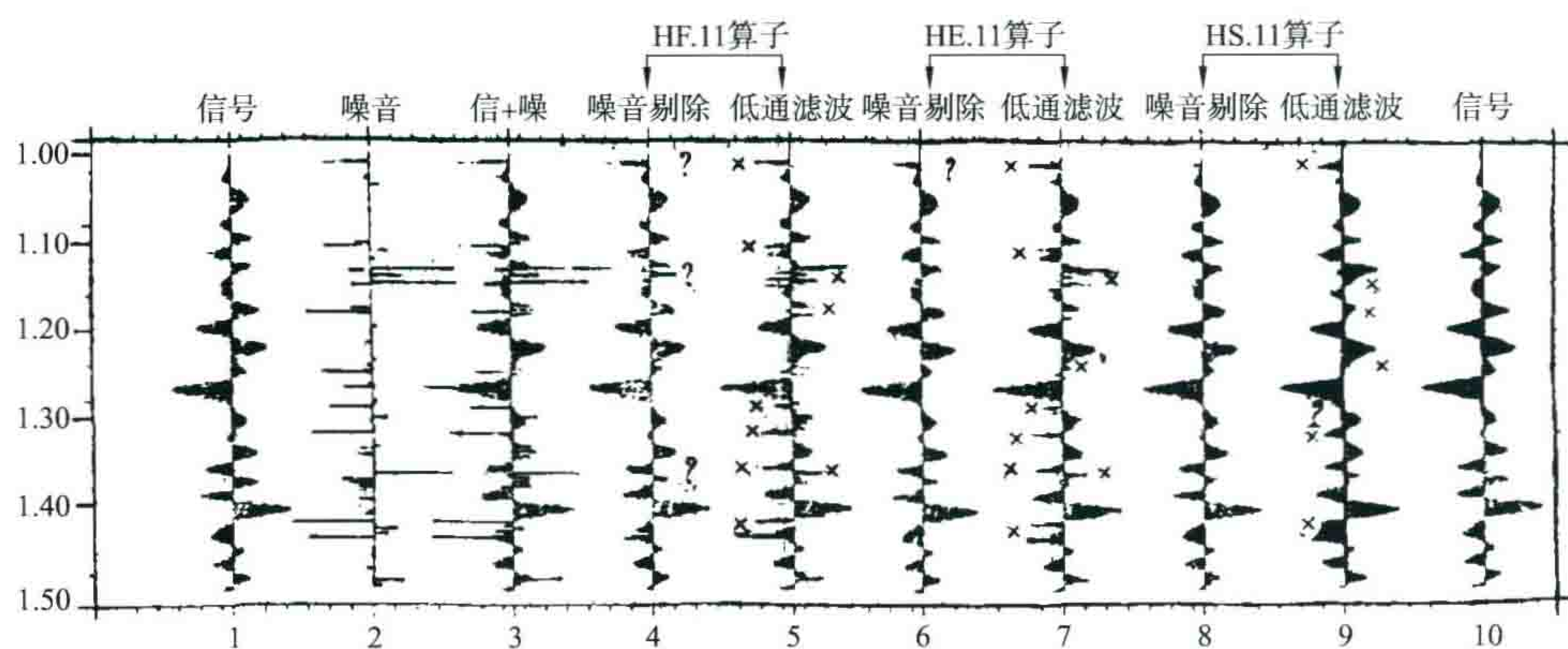


图 14 噪音剔除与简单低通滤波方法效果比较

七、空间域干扰的剔除方法

空间域去噪的具体操作就是把地震数据按空间域(即道序)采样点排列好,然后用一个检噪算子对它进行褶积和检噪,再迭代减去噪音的过程。它和时间域去噪过程类似。面波、折射波以及来自地表的一些子扰波主要表现为低速次生随机于扰波,和一组平行及反平行于初至的次生折射干扰波。这些干扰波剔除主要在波数域中进行。

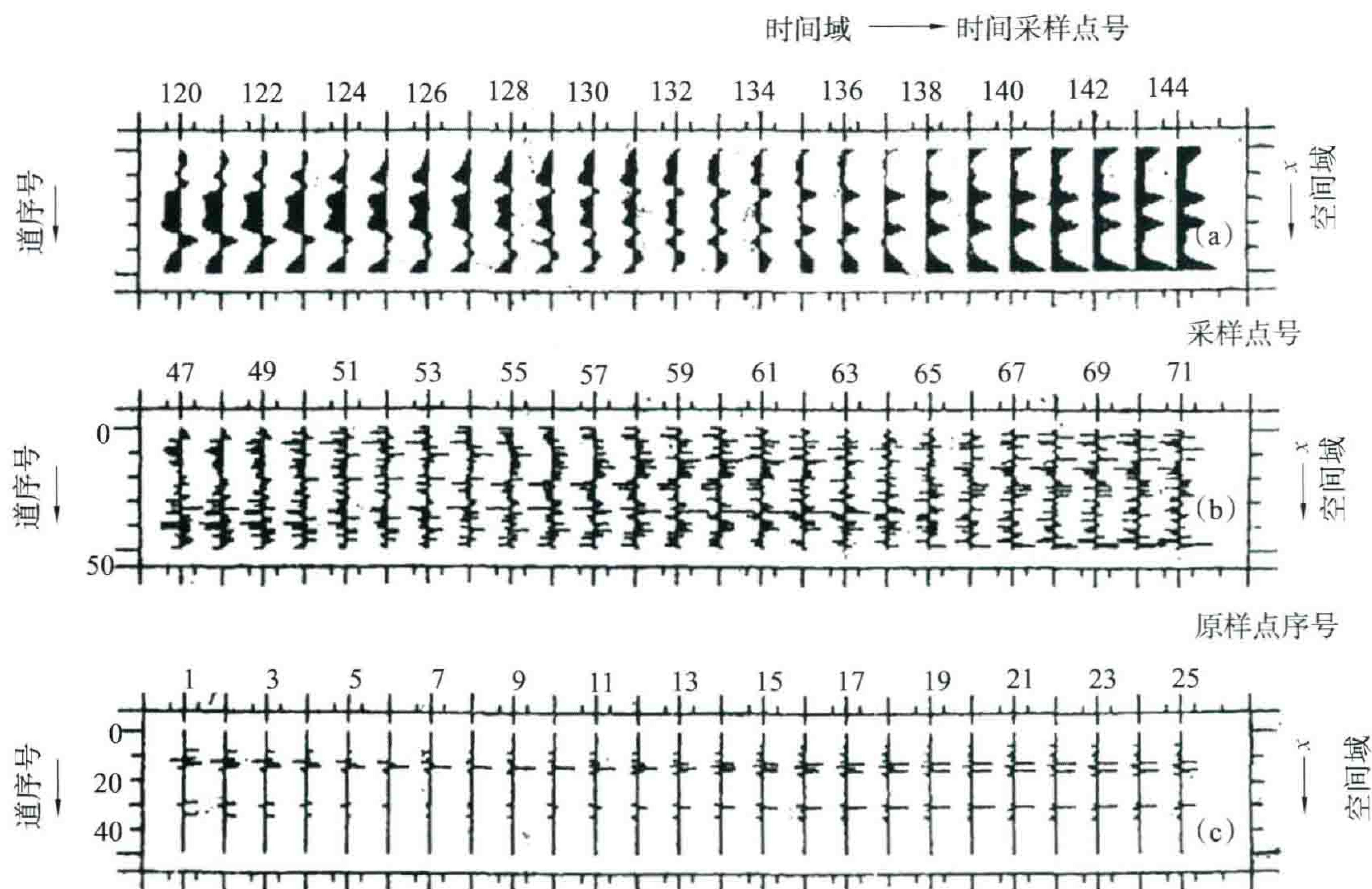


图 15 信号随机干扰及规则干扰在空间域采样时的表现形式

(a)纯信号 (b)随机干扰 (c)规则干扰

图 15 是反射信号模型经矩阵旋转 90°后,按道序采样的波形图。由图 15(a)可见,信号在空间域表现为低频变化,甚至含有较多的直流成分。图 15(b)是随机干扰模型的情况,它表现为杂乱的尖刺脉冲。图 15(c)是规则干扰的情形,它在空间域表现为高频脉冲。因此,按空间域采样后,干扰波表现为高频的脉冲,而信号则是低频的。和时间域一样,在空间域中,这些高波数尖脉冲可以被剔除。

为了掌握地下倾角对检噪算子选择的影响,设计了两种信号模型。第一个模型是平缓反射层模型。图 16(a)是两平、两斜四个反射波,是一个水平叠加剖面。采样率为 2ms,a 波及 c 波的主频为 20Hz,另外

两个波 b、d 波主频为 40Hz。假设野外道间距为 50m，室内水平叠加后道间距为 25m，取我国东部及西北地区的典型速度函数，推算得埋深中等时的 b 波及 c 波的地下倾角约为 8°，其视速度（视速度均按地面距离计算）为 25000m/s。

第二个模型是五个产状较陡的反射波模型[图 16(c)]。在采样率 2ms 的情况下，各波的主频从 20—40Hz，这是中层及浅层反射常见的频率范围。若以野外道间距为 50m 计算，各波的倾角从 16°变至 40°。若采样率为 4ms，则它们大致代表倾角为 32°～80°的反射波。

由于一个反射信号的截频 f_c 近似等于主频的 1.5 倍，因此信号的截止波数

$$k_c=\frac{1}{\lambda_c}=\frac{f_c}{V^*}=\frac{1.5f_0}{V^*} \tag{8}$$

式中 V^* 为视速度，f_0 为信号主频。由此算得两个模型各波所固有的截止波数（表 5）。下面简述去噪的试验结果。

表 5

模型	波型	截止波数 k_c
平缓反射层纯信号模型	a 波	0
	b 波	2.4
	c 波	1.2
	d 波	0
随倾角反射信号模型	a 波	3.6
	b 波	3.6
	c 波	4.8
	d 波	4.8
	e 波	6.0
规则干扰波模型	A 波	45.0
	B 波	60.0
	C 波	30.0
	D 波	15.0
	E 波	7.5
	E 波	15.0
	G 波	15.0
	H 波	60.0

1. 纯信号模型的去噪结果

图 16(b)是采用 HS. 11 算子对平缓，反射层模型做空间域去噪迭代 4 次的结果。与图 16(a)相比，有效反射波没有受到损害。图 16(d)是采用 HE. 11 算子对陡倾角反射波做去噪迭代 4 次之后的情形。a、b、c 三个波未受损害，d 波波形有些变化，而 e 波却受到了极大的损害。

图 16(e)是采用 HS. 11 算子对陡倾角反射模型做去噪迭代 4 次的结果。图中所有五个反射波都遭到不同程度的损害。

前面图 7 中振幅为 0.5(－6dB)的画“＋”字的地方（“作用点”），是信号与噪音定义的大致分界线，算子 HE. 11 的作用点在波数 4.7(1/km)之处。而表 5 表明 e 波信号截止波数为 6.0(1/km)，所以信号受到了较大损害。

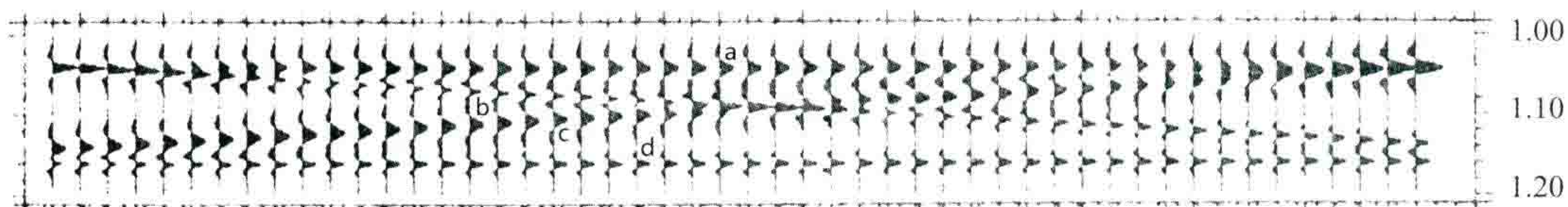
因此在使用空间域去噪之前，应该先根据地下的倾角情况，大致估计反射波到达地面的视速度；再根据有效波的视周期估计出其主频及信号截频；然后由公式(8)计算出信号截止波数；再核对图 7 中－6dB 所定义的算子截止波数，从而选择应该采用那一个算子来做去噪工作，才不致损害信号本身。

2. 规则干扰模型的去噪结果

图 17(a)表示一个规则干扰波模型，采用了不同的子波及不同的视速度。假设采样率为 2 ms，野外道间距为 50 m，干扰波主频为 10～40 Hz 不等，视速度由 330 m/s 变化到 4000 m/s，表示了各种面波及折射干扰波。

现在使用三个 11 点检噪算子对规则干扰模型进行空间域去噪。迭代 4 次的结果绘于图 17(b)～(d)，它们的振幅比例尺是相同的。从这些图可以看出，算子 HR. 11 及 HS. 11 压制干扰的能力最强，HE. 11 较强，而 HF. 11 及 HA. 11 两个算子对中间的 e 波及 f 波都起不到压制作用[因 e 波的主波数仅为 5.0(1/km)]。当规则干扰在空间域产生的假频符合信号的定义域时，也会留下较强的“假信号”，f 波就是这种情况。

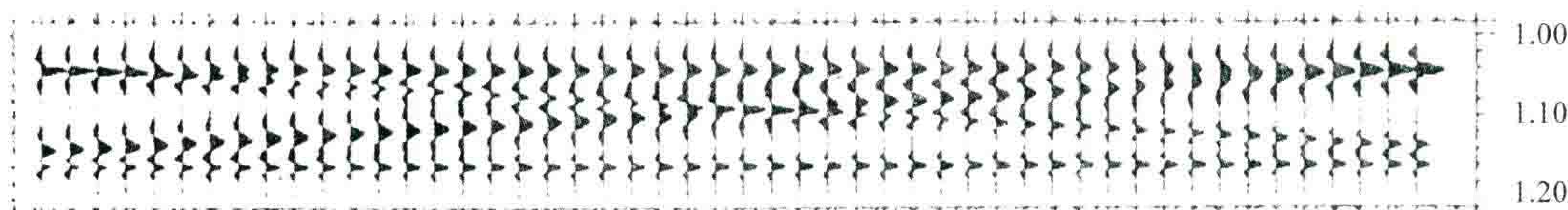
（a） 纯信号模型：四个反射波，两平两斜，假设采样率为△t=2ms。道间距（野外地面）△x=50m
倾斜的反射视速度为25000m/s 室内水平叠加后，相当于道间距为地下25m。倾斜反射层的倾角为8°。



a波以及c波为主频20Hz的雷克子波；b波以及d波的主频则为40Hz

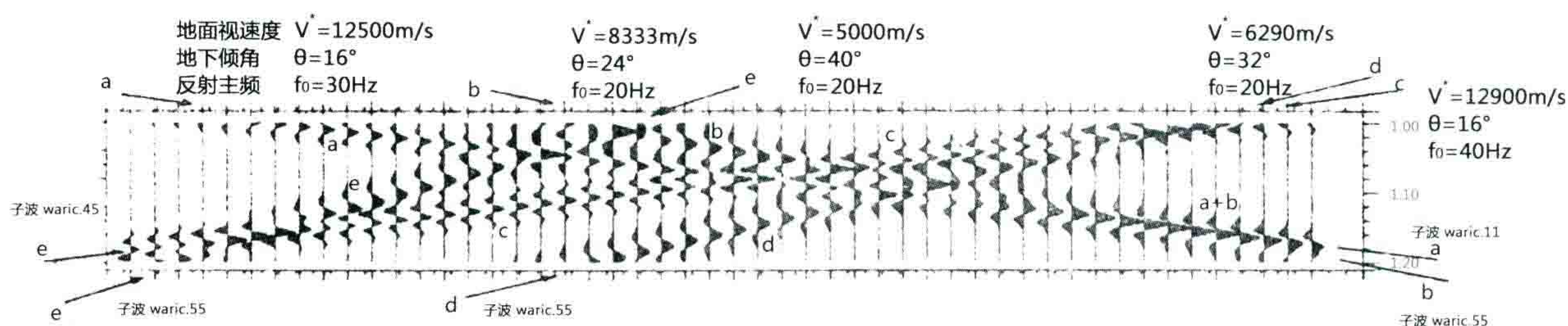
如果野外道间距为25m，则该模型的地下倾角要大致大一倍，视速度小一半。

（b） 上面纯信号模型经过去噪迭代四次，波形完整无损。（空间域去噪，检噪算子为HS.11）
说明信号在此种算子的作用下是没有损害的。



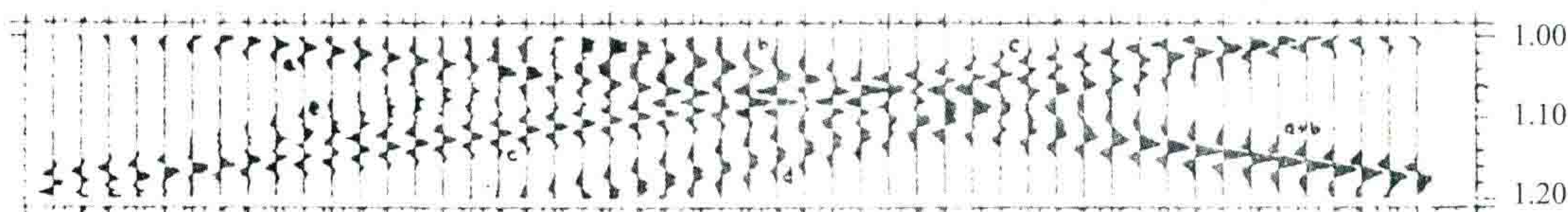
实际数据的振幅平均值与原始模型相差仅为千分之八，肉眼是看不到差别的。

（c） 陡倾角反射信号模型，假设采样率△T=2ms，野外道间距为50m，相当地下距离△x=25m。



如果野外道间距由50m改为25m，则地面视速度的值减小一半，倾角增大一倍。

（d） 陡倾角反射纯信号模型进过空间域应用HE.11算子迭代四次去噪后的情形。
a,b,c三个反射波未受损害，e波倾角太陡受到去噪算子的剔除，d波受损害不大。



（e） 陡倾角反射纯信号模型进过空间域用HS.11算子迭代四次去噪后的情形。
由于倾角较大，在此算子作用之下，信号受到损害。

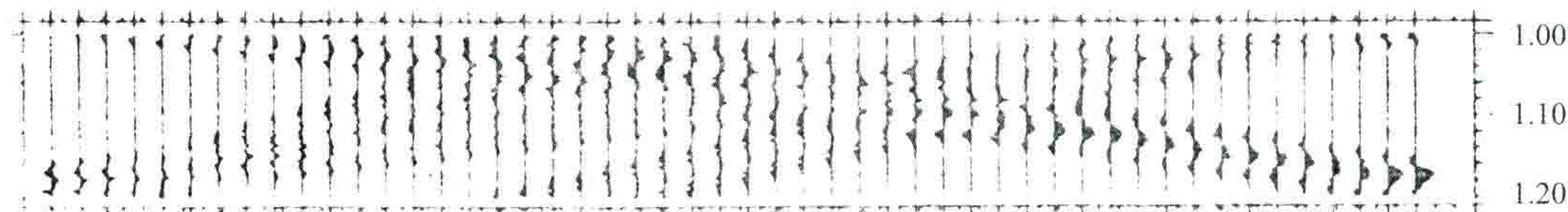


图 16 两种纯信号模型用不同检噪算子做空间域一维去噪实验

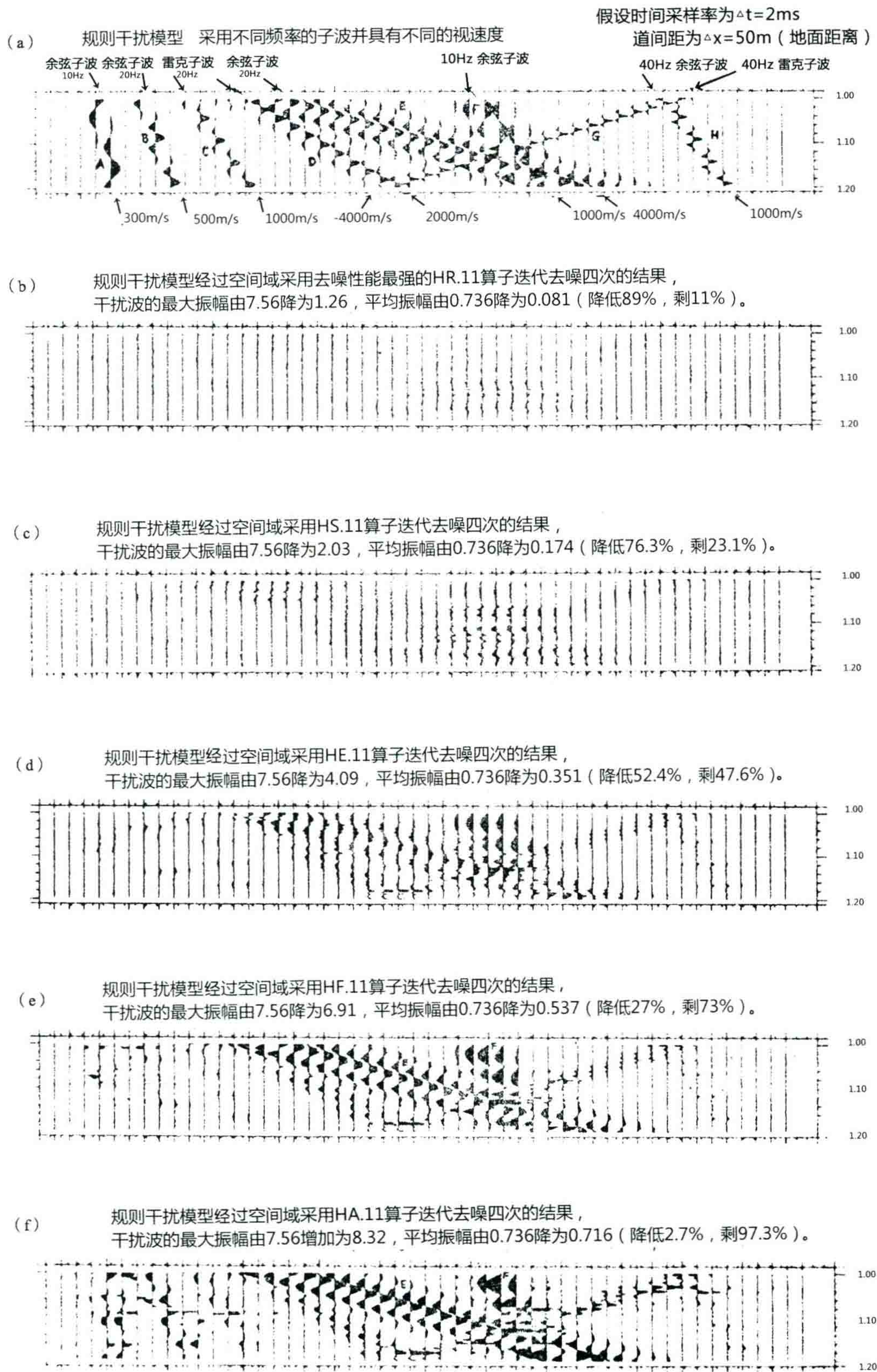
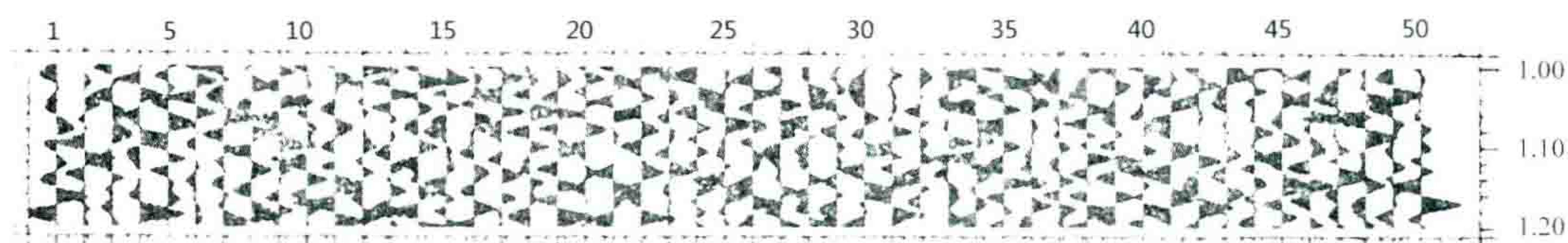
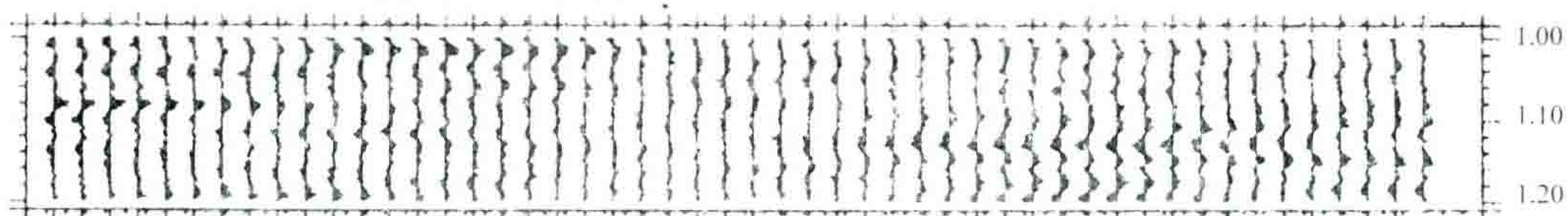


图 17 规则干扰模型采用不同检噪算子做空间域一维去噪的试验

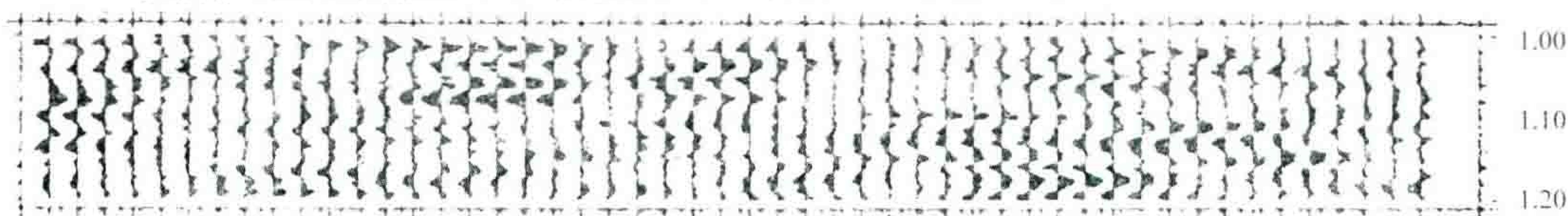
（a） 有色随机干扰模型：一个20Hz的雷克子波褶积许多白噪道的结果。



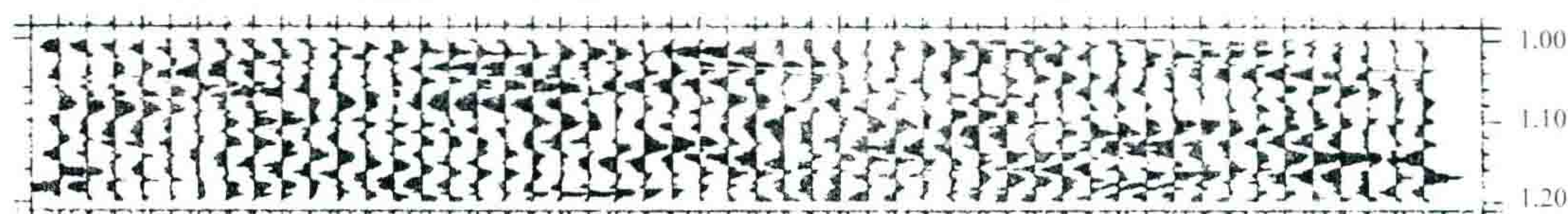
（b） 随机干扰模型经过空间域采用HR.11强功能算子做四次迭代去噪的情形，振幅平均值由去噪前的0.7677降低为0.2326，降低70%，剩30%。



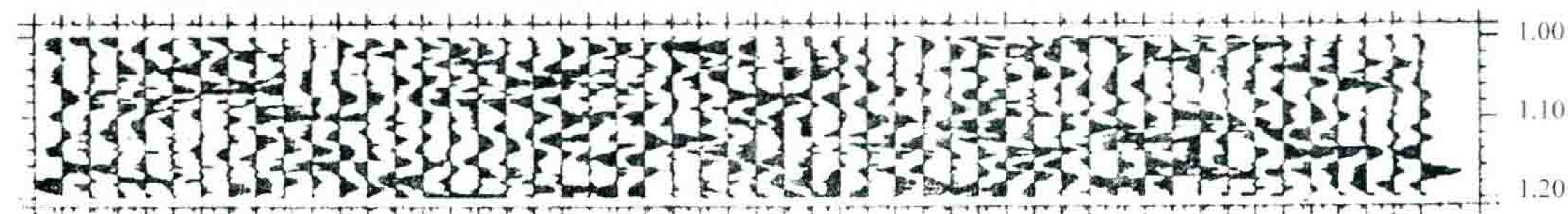
（c） 随机干扰模型经过空间域采用HS.11算子做四次迭代去噪的情形，振幅平均值由去噪前的0.7677降低为0.3917，降低49%，剩50%。



（d） 随机干扰模型经过空间域采用HE.11算子做四次迭代去噪后的情形，振幅平均值由去噪前的0.7677降低至0.5822，降低24.2%，剩余75.2%。



（e） 随机干扰模型经过空间域采用HF.11算子做四次迭代去噪后的情形，振幅平均值由去噪前的0.7677将为0.6873。降低10.5%，还剩84.5%。



（f） 随机干扰模型经过空间域采用HA.11算子做四次迭代去噪后的情形，振幅平均值由去噪前的0.7677增加到0.7997，增加了4.2%。

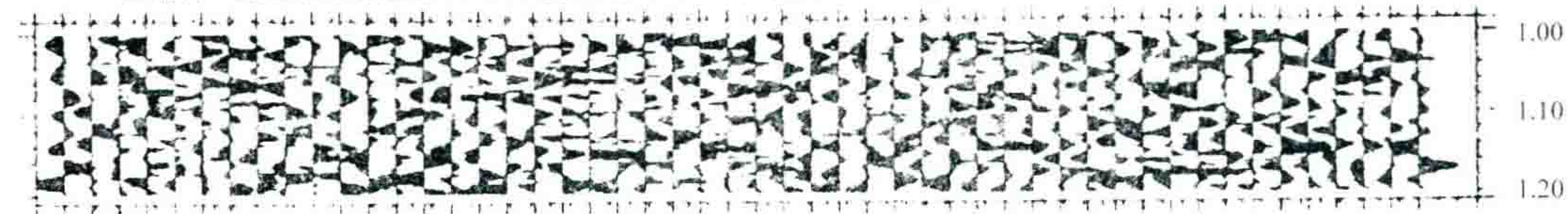
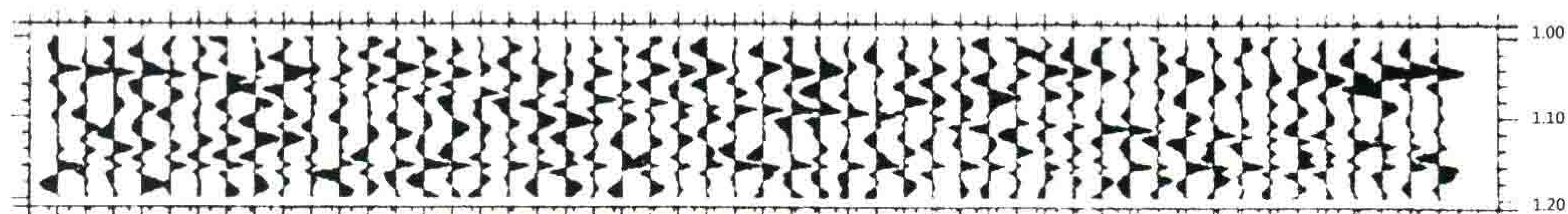
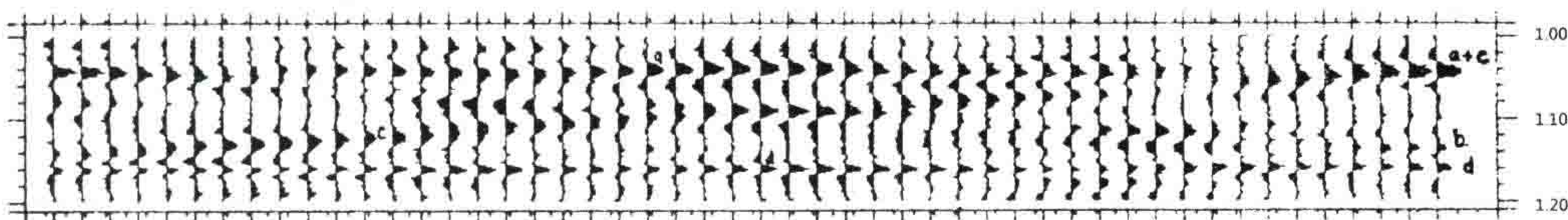


图 18 随机干扰模型用不同检噪算子做空间域一维去噪的试验

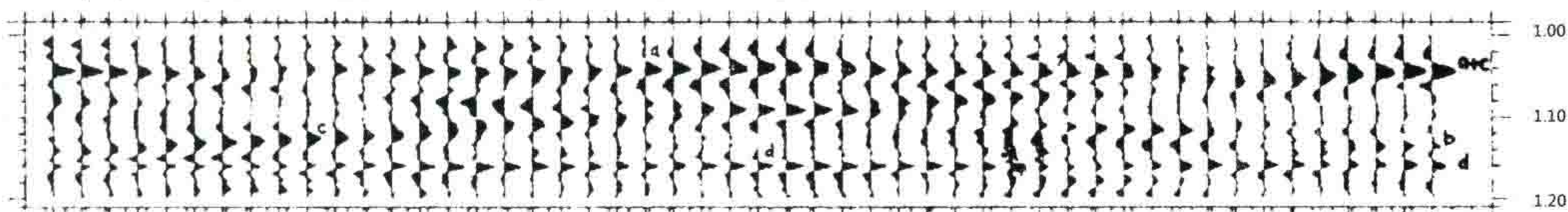
（a） 纯信号模型加上有色随机干扰最后的情形，振幅信噪比大约是1.3左右。



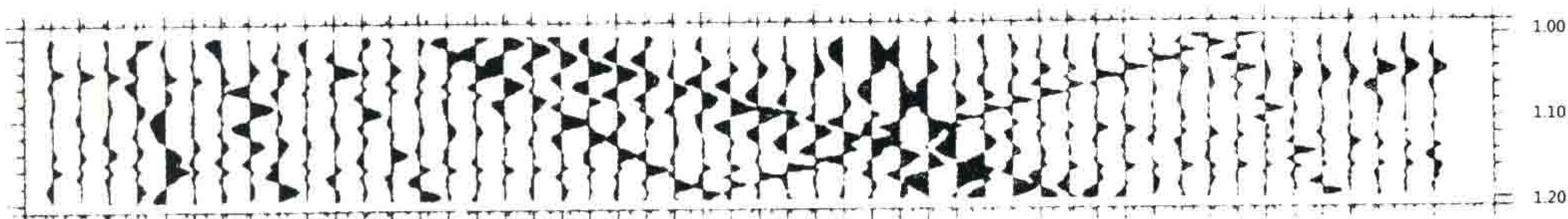
（b） 图(a)带有随机干扰的信号模型SR50.100（信噪比约为1.3）经过空间域采用HS.11算子做迭代四次去噪后的情形。随机干扰基本上压掉，信号表现良好。但存在一些小尖刺，b波受到一定程度的压制。



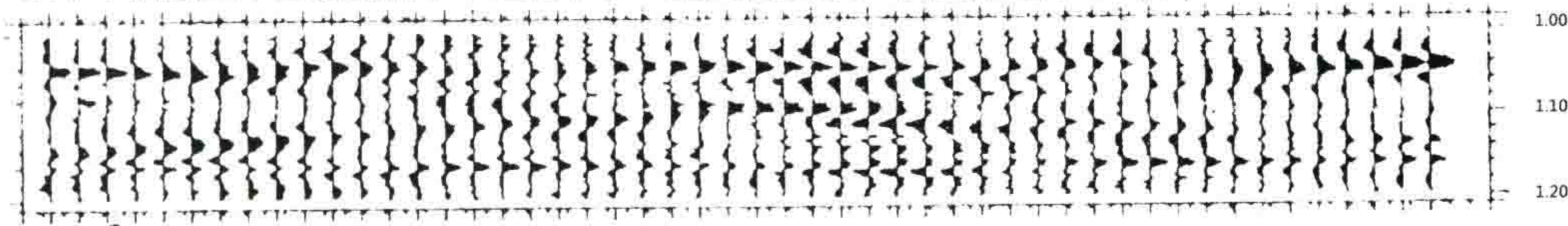
（c） 将图(b)再设法在时间域用HE.11算子做四次迭代去噪的结果，a, c, d三个波表现良好，b波由于频率高而带倾斜受到一定程度的压制。



（d） 带轻微随机干扰及较强的规则干扰的波形，信噪比约为1/4的信加噪模型。



（e） 将图(d)即信噪比为1/4的模型记录NY50.100经过空间域采用HS.11算子迭代四次去噪后的结果，干扰波基本上被克制了，但留下了一些尖刺波形。（振幅已放大一倍）



（f） 对图(e)再在时间域用HE.11算子做去噪，迭代四次的结果，尖刺波形被清除了，四个反射波清晰可辨。

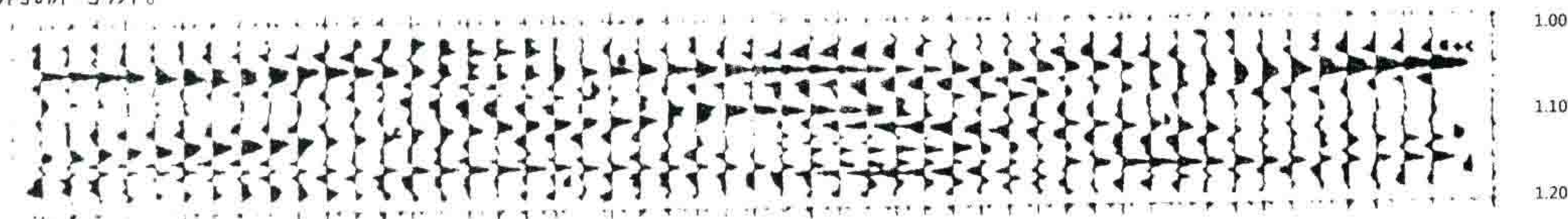


图 19 信加噪模型做空间域一维去噪试验

3. 随机干扰模型的去噪结果

图 18(a)是一个随机干扰模型。它由一个 20Hz 主频的雷克子波褶积许多白噪脉冲道的结果。图 18(d)是采用三个检噪算子对其在空间域做去噪，各迭代 4 次的结果。这些图的振幅比例也是统一的。从

这些图可以看出算子 HR.11 的去噪功能最强，而算子 HE.11 对去噪的作用已经不大。HF.11 算子甚至会使噪音的振幅平均值略为增加，并且产生了一系列尖齿波形。

总结上面的去噪试验可以得到如下结论：

(1) 正确地选择去噪算子，才能使有效反射波不受损害。

(2) 规则干扰比随机干扰较容易被剔除。其原因是随机干扰本身往往包含着一定百分比的成分与信号定义可以混同的东西，这部分作为假信号而保留下来。

(3) 试验的结果表明，在野外施工时应尽可能加密道距。道间距缩小了以后，能使折叠波数增大，从而使我们有可能采用 HS.11 甚至 HR.11 算子来做去噪，这是提高去噪效果的前提。

(4) 在空间域去噪之后，往往存在一些尖刺的波形。这是一维去噪的缺点，说明去噪工作有待于发展到二维中去。然而作为一种简化的方式，把空间域去噪后的剖面，再到时间域去一次噪音，也是可以的。

4. 信加噪模型的去噪结果

先把图 16(a)信号模型与图 18(a)随机干扰模型相加起来，形成图 19(a)的第一张信加噪模型，信噪比大致在 1.3 左右。反射有效波看不太清楚，有较乱的干扰背景。

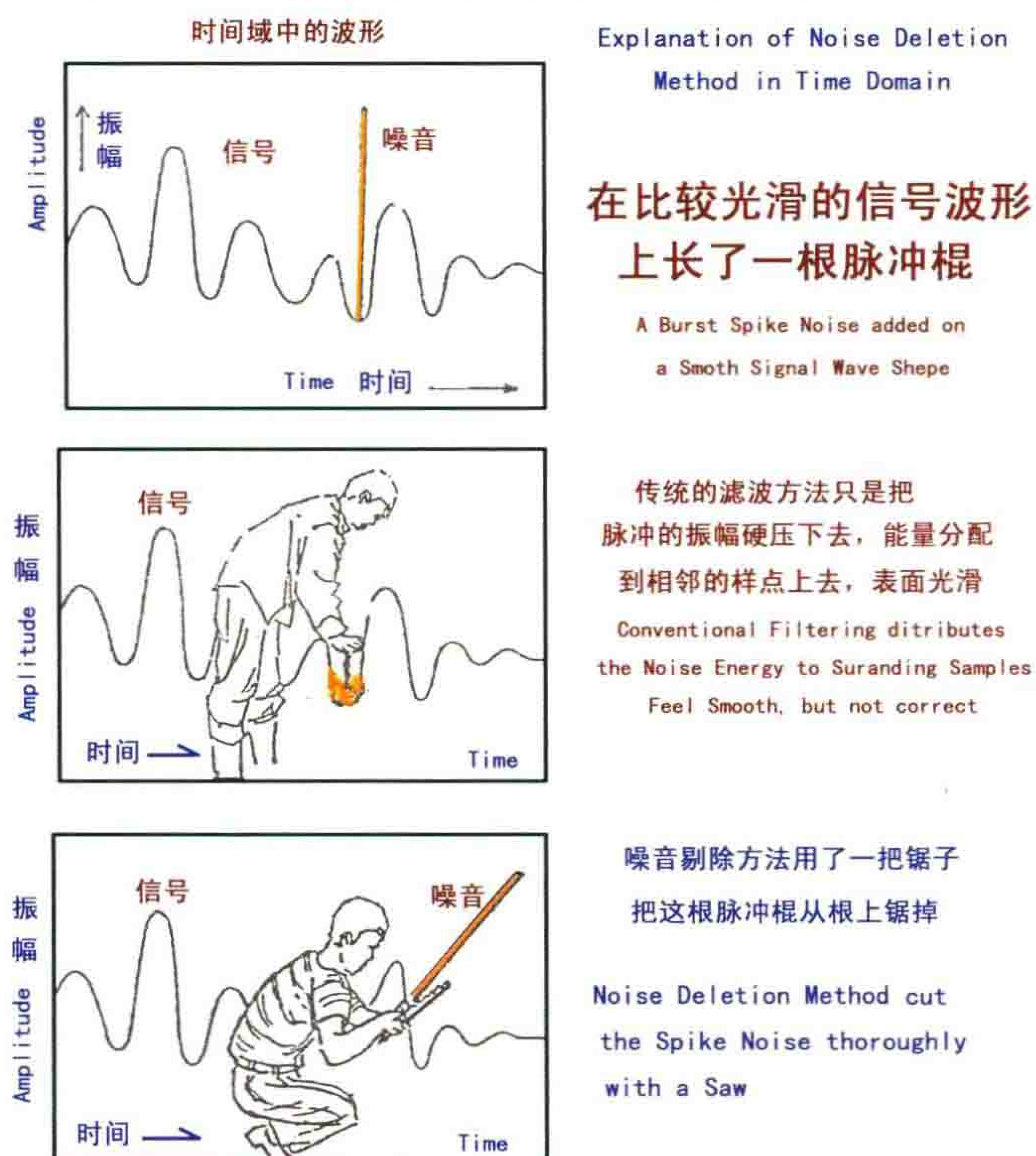
图 19(b)是将上述信加噪模型在空间域采用 HS.11 算子作去噪迭代 4 次的结果。随机干扰基本上压掉，但存在一些小尖刺。为此，把图 19(b)再在时间域采用 HE.11 算子去噪迭代 4 次，其结果如图 19(c)所示，小尖刺波形消失。

现在再把规则干扰加到图 19a 的信加噪模型上去，形成图 19(d)的第二个信加噪模型。此图的规则干扰的振幅为 4，信号的振幅为 1，随机干扰的平均振幅约为 0.5，因此可以认为此图的信噪比大致为 1/4。

将这个模型在空间域用 HS.11 算子做去噪迭代 4 次，得到结果如图 19(c)，很强的规则干扰波被基本剔除，留下一些尖刺波形。把这张图再设法在时间域用 HE.11 算子去噪后，得到图 19(f)的结果。

图 19 上 a、b、c、d 四个反射波清晰可辨，去噪的效果是明显的。其中 b 波的连续性较差，这是由于它受到顽固的随机干扰的残留物的影响，以及它本身主频较高(截止波数较高)两个原因造成的，随机干扰的残留波形可以在图 18(c)上看到。

最后，为了加深理解，附上我对噪音剔除方法在时间域及频率域里的解释图件两张：



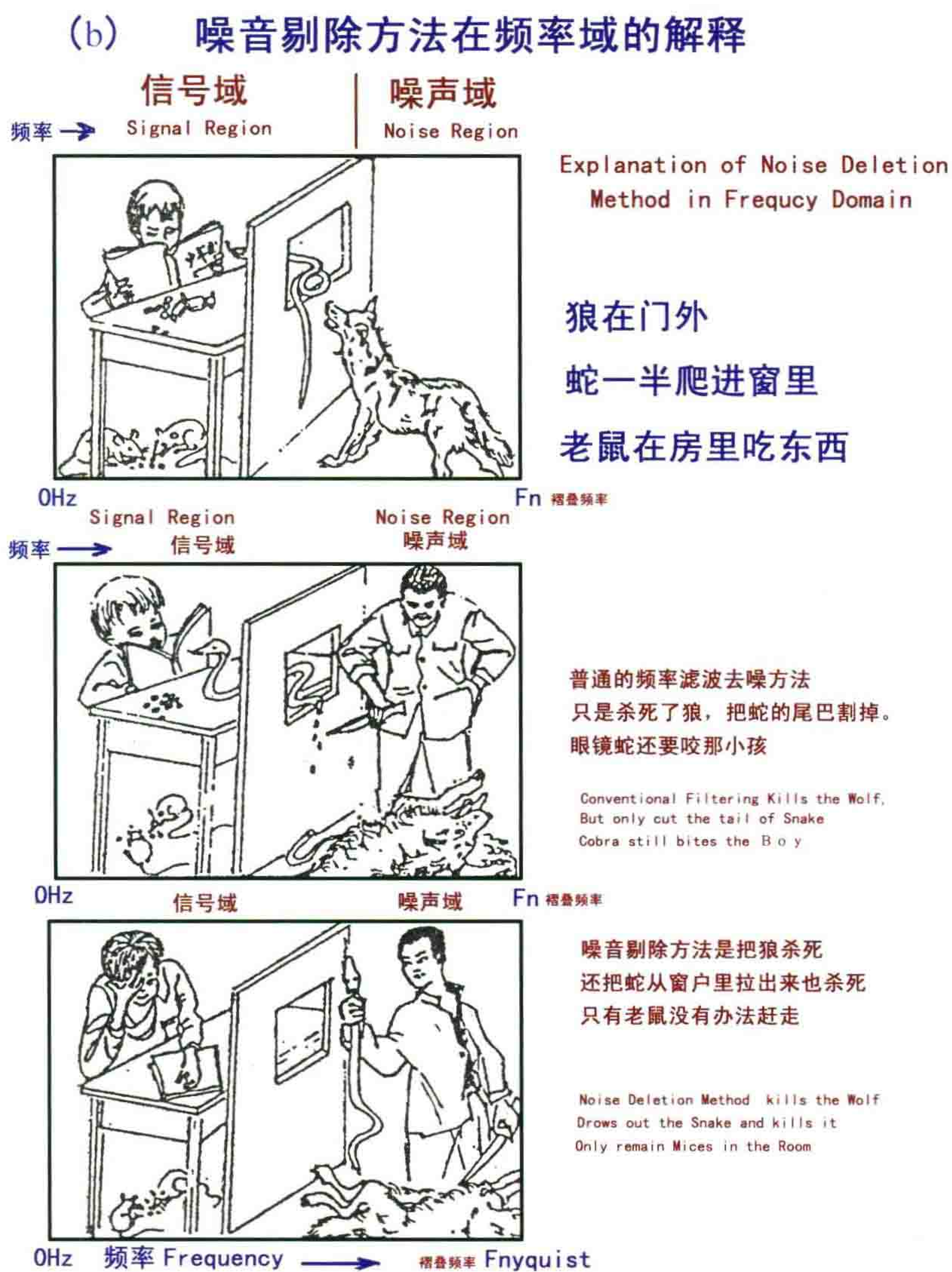


图 20 噪音剔除方法在时间域和频率域中的解释

这是 1986 年我在中石油物探学会的烟台会上做报告时用的“广告图”。今稍加清绘，供大家看后一笑。

参考文献

[1] 程乾生. 信号数字处理的数学原理. 北京：石油工业出版社，1979.

文章编号 204-2

地震信号内插与噪音剔除（二）

这是上一篇文章的第二段，我们把信号内插与噪声剔除引申到二维的情况中来。

地震资料中的信号一般都是“带限”的。例如采样率为 1 毫秒时，Nyquist 折叠频率为 500 Hz，1 秒左右的反射的信号的频带一般不会超过 160 Hz。而地震脉冲噪声的频带往往分布到全频带，到 400～500 Hz。于是我们可以通过设计一个特殊的高通滤波“检噪算子”，检测高频段的内容，就可以推算出脉冲噪声的存在，并估算其时域形态。然后将其从记录中减去，这便是本方法的原理。

相对来说，二维剔噪的效果比一维的稍微好一点，但是麻烦一些。

在信号没有假频的情况下，二维信号内插具有较好的效果，因为它在内插的同时，还实现了去噪的功能。

我们的二维算子是通过时域二维滤波实现的。关于命名，例如 CE8.15 的算子有 8 个道，每道 15 个样点。

此文 1988 年发表在《地球物理学报》上，作者李庆忠。

摘　要

本文是文献[1]的续篇。前文已介绍一维情况下的信号内插的最佳内插算子，提出了一种可以在空间域较彻底地剔除干扰波的检噪算子，本文将其推广到二维情况，讨论二维 F-K 域中的信号内插及噪音剔除技术。二维噪音剔除可以在信噪比很低的记录上分离出信号来。通过试验说明，噪音剔除比常规的二维滤波好。

关键词

地震信号　噪音剔除　最佳内插算子　检噪算子　二维

一、二维最佳道内插算子的设计

现在我们把《地震信号内插与噪音剔除(一)》[1]中阐述的一维的内插与去噪思路推广到二维频率一波数域(F-K 域)中来。从图 1(a)、1(b)是一维频率域及一维波数域中定义信号域的一般情况。左边是信号定义域，右边阴影部分就是干扰区，图中数据是任意的。我们可以设计一个逆切比雪夫式的低通滤波算子，使在信号定义域中，让信号的内插误差变得很小很小。

由图 1(c)，在二维 F-K 谱中也可以划出一信号定义域(粗实线方框)。如果定义信号都在这个方框里，外面就是干扰。此图在倾斜的线上标出的是各种波的视速度 V^*，一般可以认为 V^* 小于 3000 m/s 的波都是干扰波。所以信号定义域的两个底边是倾斜的。和左方一维图中存在着一个斜坡过渡的情况相类

似，二维图中也会有一个过程带，即虚线方框所示。

所谓二维最佳内插算子，就是令信号在定义域中的振幅谱都为1，穿过一个过渡区，变到外圈干扰区中为零；其后，令相位谱为零，通过一次二维反傅氏变换，就可以获得一个二维信号的时域内插算子。它是一个道数为双数的多道滤波算子。

我们编制了一个专用程序，可以在64×64点的F-K域范围内灵活地定义信号域，对它镶边，加上斜坡过渡区，然后推得时域算子。

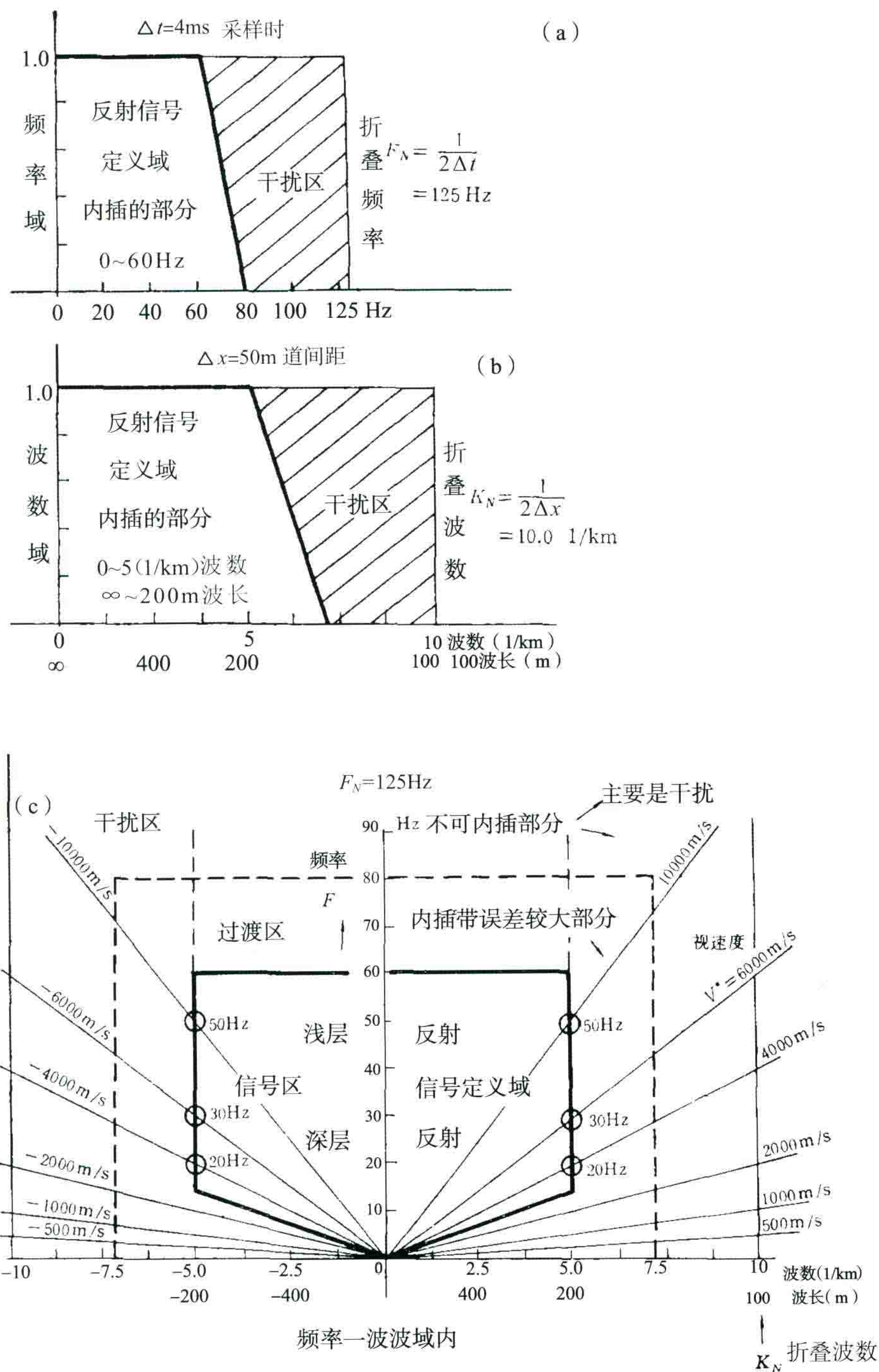


图1 频率域及波数域中定义信号域的一般情况

a、b图为一维的情况，c图为二维的情况

整个程序的难点在于：

(1) 合理的镶边十分重要，否则由于存在吉布斯效应，时域算子将产生振荡。

(2) 由于希望时域算子的道数尽量少，样点也尽量少。所以在二维反傅氏变换后，要截取少数样点，于是需要设计一个二维的截断时窗函数。我们在二维时窗函数中设置了一个指数参变量 Q，程序自动改变 Q 做扫描，从而选择一个最佳的 Q，使截断后的八道 15 点算子的实际振幅谱与原设计的误差为最小，因而所得到的二维时域 8 道 15 点算子在信号定义域中的振幅与 1 的偏差非常小。

(3) 当希望算子的道数是双数，且又是一种没有相位畸变的算子，故必须在反傅氏变换时，将相位谱实现一个 180°相移，还必须使波数为零及折叠波数(两处)的相位恒为零。

在设计二维滤波算子时，我们注意到了现有地震处理系统，如赛伯 172 系列计算机所带的地震二维滤波模块中，也有现成的二维滤波算子的设计计算程序。但是，这个程序的滤波库中计算的滤波因子有两方面的缺陷：第一，它们定义切除噪音的视速度线是从 FK 轴的原点 0 出发的(图 2 中的点画线)。在镶边斜坡处理之后，此线便是－6dB 的线，斜坡过渡带由此线向上下两边延伸。于是，原点附近的低频、低波数的波就必然会受到大致－6dB 的衰减。为此，我们在二维滤波算子的设计中，将视速度斜率线下移 M_0 距离，此距离大致为半个斜坡过渡带的点数。这样，低频低波数的波就得到了保护。第二，现有二维滤波程序中不能规定信号截止波数。在我们的程序中(图 2)，可以灵活地规定左右两方的截止波数 K_c，又能规定上方截止频率 F_c，在下方又规定了两个低波数的保护量 K_0，再加上上方两条去假频的斜线，我们的信号定义域是用 10 条线所规定的任意形状的多边形(如图 2 中粗实线)，程序非常灵活。最后对此多边形做镶边处理后，做二维反傅氏变换，再用二维截断时窗截取最佳算子。

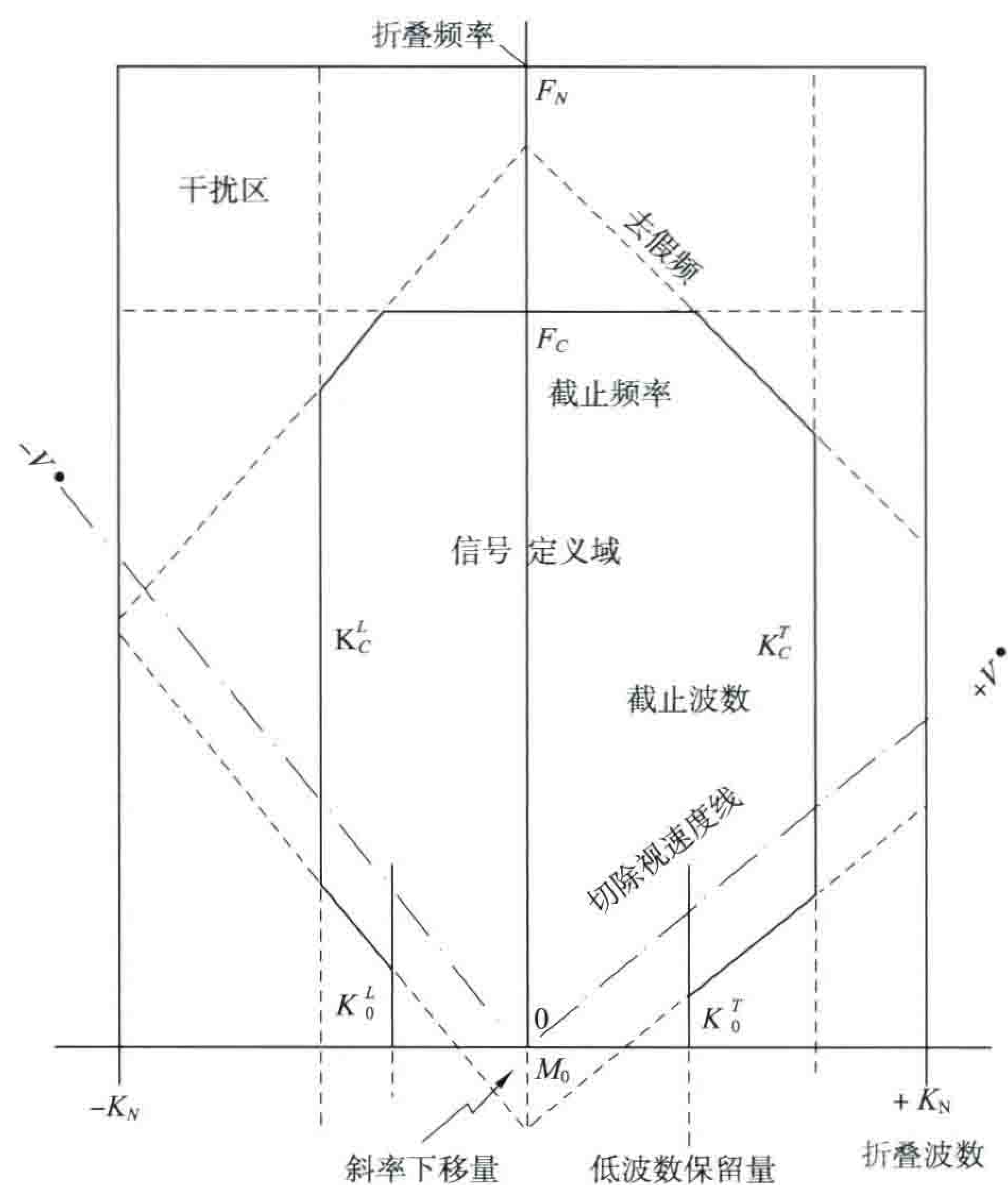
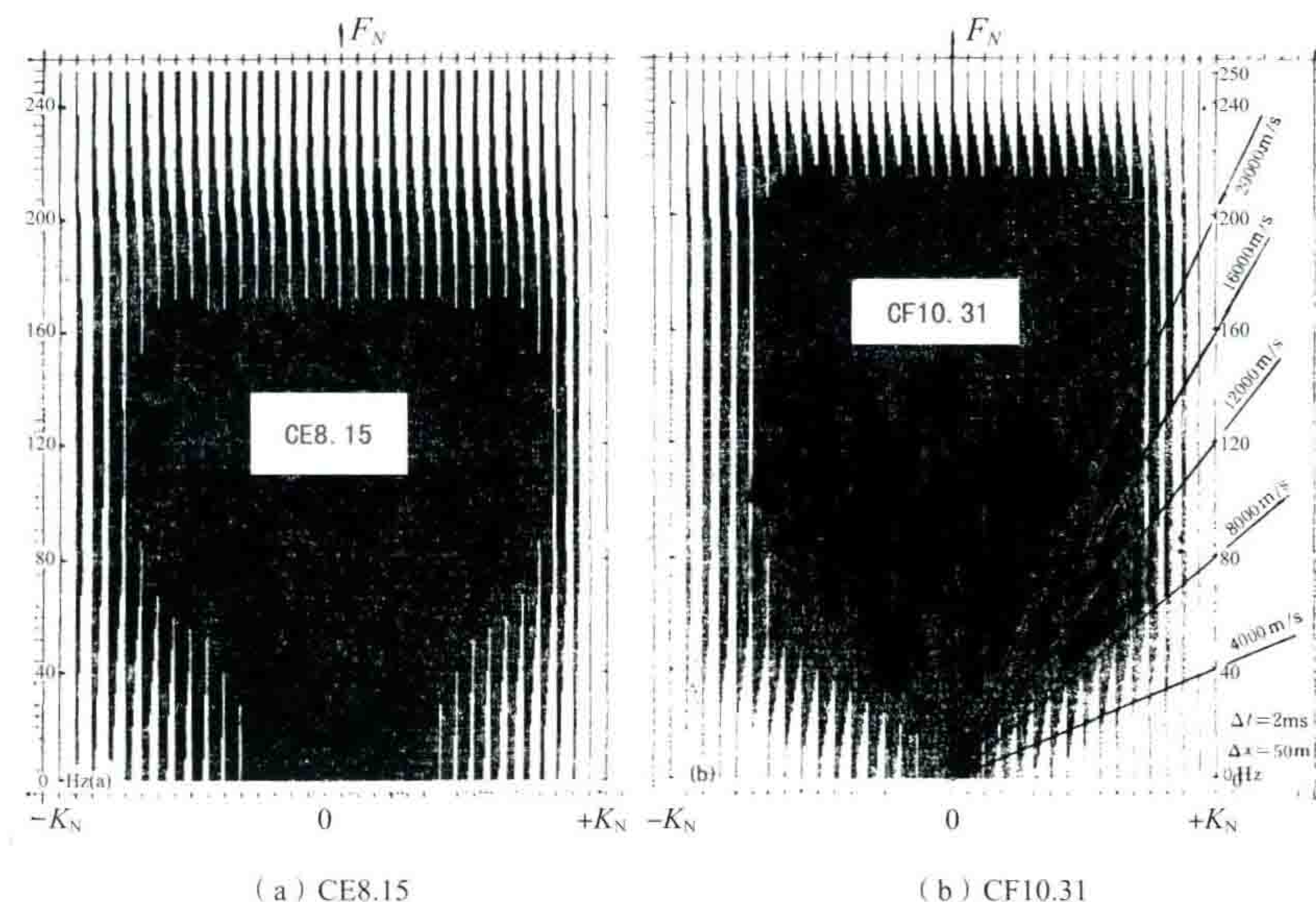


图 2 设计二维算子的方法

图 3(a)为所得的优化了的 8 道 15 点二维内插算子，在信号定义域(黑色部分)中内插误差小于 1%多。图 3(b)是另外一个具有较强去噪功能的二维内插算子，它是 10 道 31 点的。图中黑色部分是振幅谱接近于 1 的地方，而白色的部分其振幅接近于零。右方斜线标出了道间距为 50 m，采样率为 2ms 时的 F-K 域视速度数值。可见 CF10.31 算子可以在内插的同时，压制视速度小于±5000 m/s 的波。此外，这些算子在左右两侧折叠波数附近上下都是白的，所以它们能够克服一部分高波数的随机干扰。



（a）CE8.15　　（b）CF10.31

图 3　具有较强去噪能力的二维内插算子

二、含有噪音情况下的二维数据道内插

以下图 4 是二维道内插的理论试验。

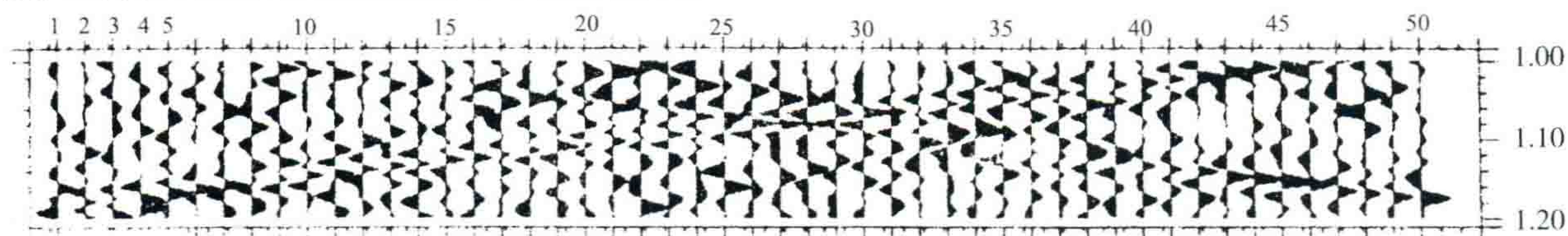
我们将五个倾斜反射层的信号模型加上随机干扰模型，形成了像图 4(a)那样的信加噪模型，此模型的信噪比大致为 1.3 左右，存在紊乱的背景。

现在再用 CP. 10 一维内插算子对图 4(a)信加噪模型作空间域一维道内插，结果见图 4(b)(此图仅显示了半数道序的内插道)。显然，信噪比提高了一些，但还不够好，干扰背景还较大。于是采用 CF10. 31 二维内插算子做一次道内插，结果见图 4(c)。显然，它比上面一维内插有了更高的信噪比。

接着，再做一次试验，即把已经内插所得的半数道序的记录[图 4(c)]再做一次内插，仍使用 CF10. 31 二维算子，于是就得到了整数道序的记录，如图 4(d)所示。信噪比又进一步提高了，它所显示的信号内容应该就是原来五个倾斜反射波的波形，噪音基本在内插的过程中消除了不少。最后，我们把半数道序记录插进图 4(d)的整数道中间去，形成了图 4(e)那样的加密道结果。这种内插结果还同时提高了信噪比。

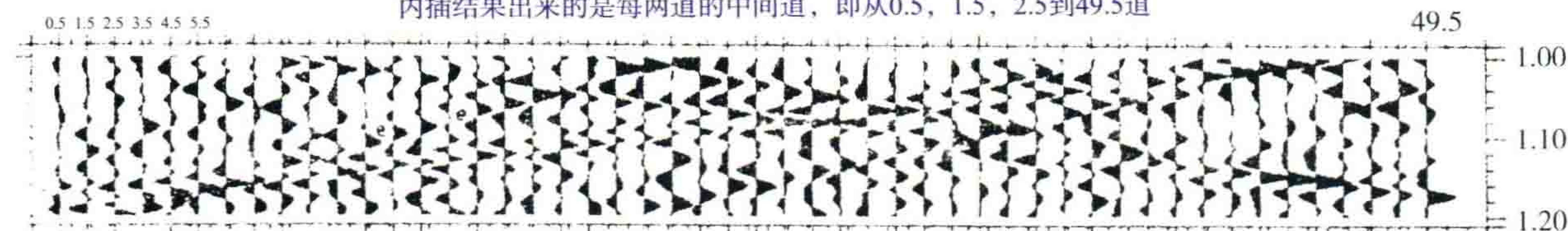
遗憾的是陡倾角波被削弱了(这个波对野外道间距为 25 m 的记录来说，已经是接近为 80°的地层倾角)。此外，除了有效反射波已经被恢复，还出现了不少较弱的同相轴，它们的强度大致是有效波的三分之一，成为背景。这便是我称之为“假信号”的东西。它们和反射信号同样具有道间的相关性。这是去噪的过程中不可避免的现象。

(a) 五个倾斜的反射波加上随机噪声，组成信噪比大致为1.3的理论模型



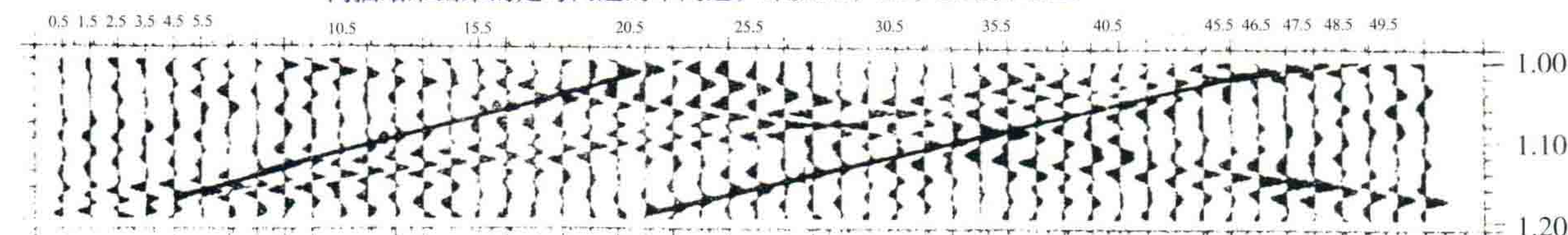
(b) 上述信加噪模型经CP.10一维内插算子做内插的结果

内插结果出来的是每两道的中间道，即从0.5，1.5，2.5到49.5道



(c) 同样的信加噪模型采用二维内插算子CF10.31做道内插的结果

内插结果出来的是每两道的中间道，即从0.5，1.5，2.5到49.5道



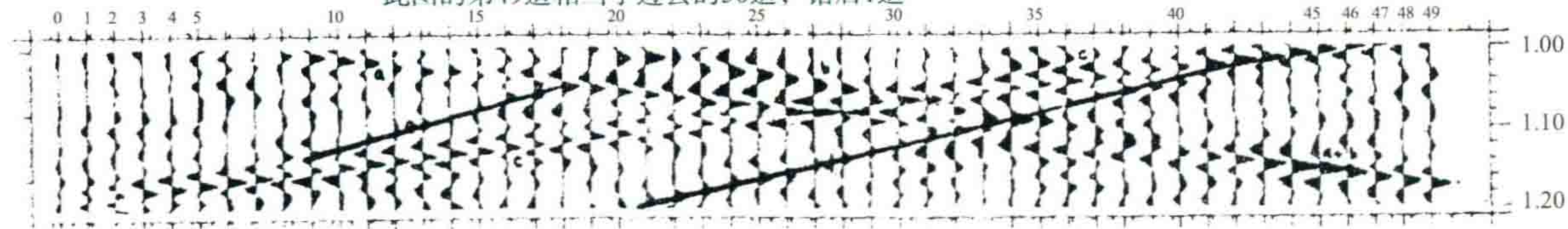
比较图（b）与（c），可看到二维内插比一维内插效果要好。

因为二维内插的去噪效果比一维的更好，但陡倾角的反射波的振幅还是小了些。

(d) 将二维内插后的半数道［即图（c）］，再进行一次二维内插，得到去掉干扰的整数道

与图A比较，此图的信噪比高了许多，缺点是陡倾角反射（图中黑直线）的能量小了些

此图的第49道相当于过去的50道，错后1道



(e) 将上述图（c）的半数道与图（d）整数道合并，合成道数增加一倍的内插结果

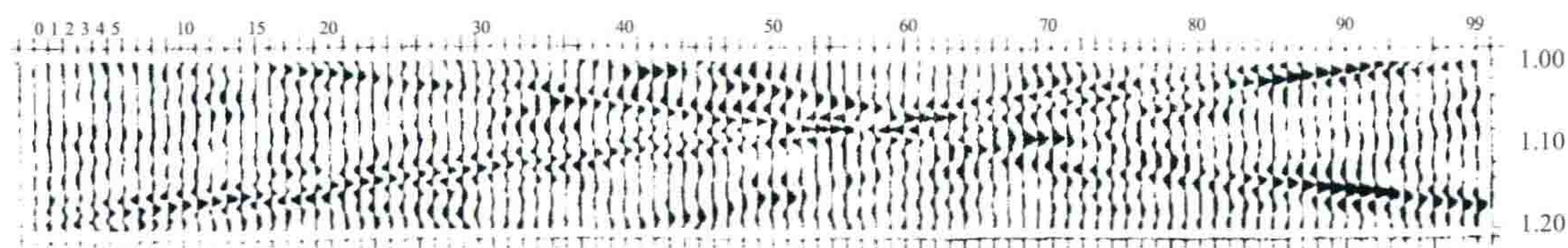


图4 用二维内插算子CF10.31做道内插的结果

三、二维检噪算子的设计

有了 F-K 域信号定义域中误差很小的二维内插算子之后，便很容易地把它改造成一个二维检噪算子，不过首先要获得道数为单数的道节点上的内插算子。由于它的相位谱全是零，只要适当处理好镶边斜坡过渡及二维截断时窗的优化，便能得到吉布斯现象不明显的单数道内插算子。

为了减少计算工作量，我们采用了 7 道 15 点二维道内插算子。只要将它的数据正负符号互换一下，再在中央采样点（即第 4 道的第 8 个样点）上加上一个 1.0000，就形成了二维检噪算子。这两种算子有着互补的关系，即在频域中有

$$H(F,K)=1-L(F,K) \tag{15}$$

在时域中有

$$h(x,t)=\delta(t)-l(x,t) \tag{16}$$

式中，$L(F,K)$ 为内插算子 $l(x,t)$ 的二维谱，$H(F,K)$ 为检噪算子 $h(x,t)$ 的二维谱。

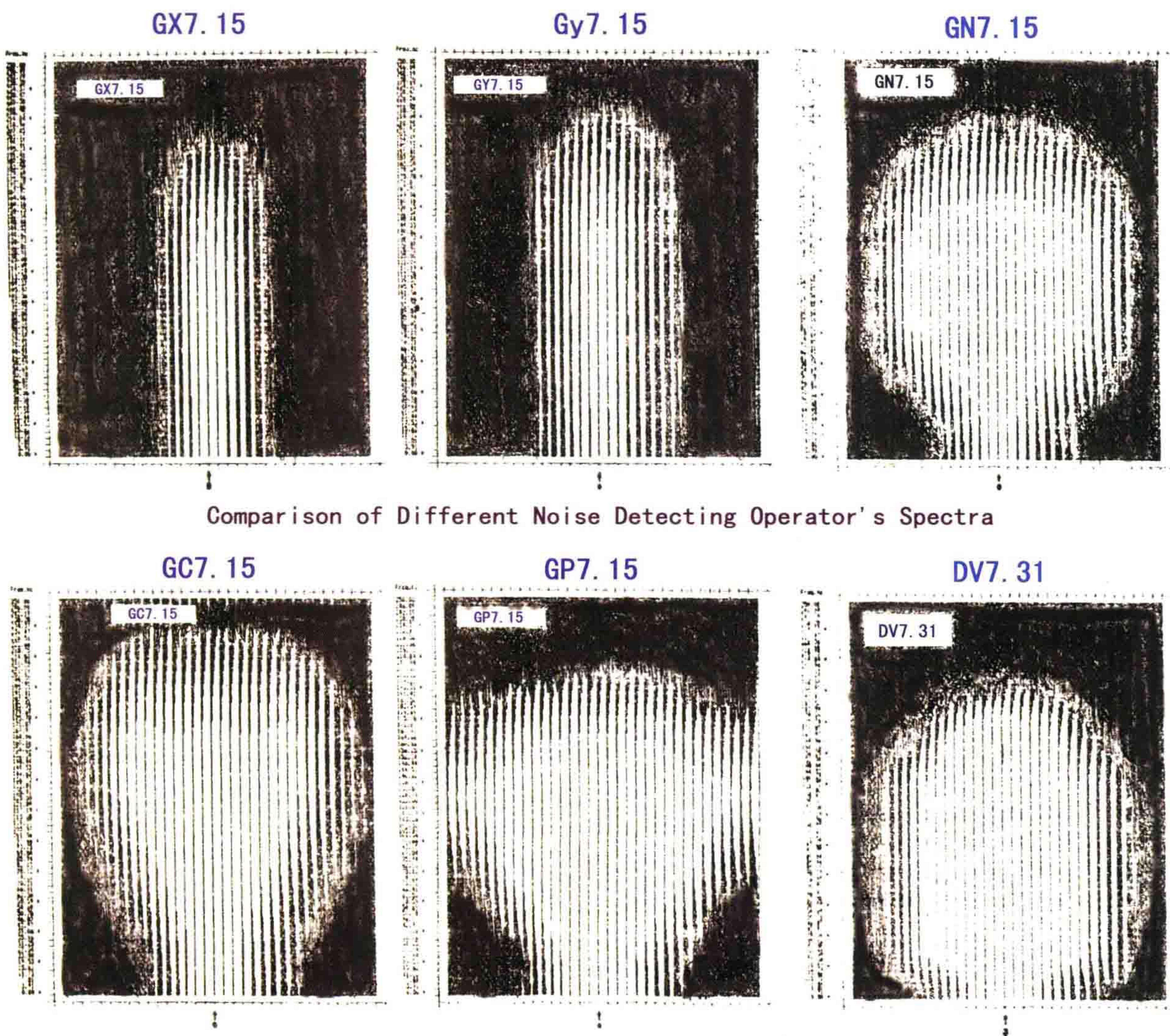


图 5　各种二维检噪算子的 F-K 谱形态比较

表 1 二维检噪算子名称及性能

次序	算子名称代号	性能及用途
1	GX7.15	信号定义域最窄，呈垂直的柱形窄条。去噪能力最强，但只能保留平缓倾角的反射波，适合在经过初步动校的 CDP 道集中做去噪工作。
2	GY7.15	比上述算子信号定义域稍为宽些。去噪能力良好，可以在倾角平缓的水平叠加剖面上做去噪工作。
3	GC7.15	信号定义域呈心脏形，可以消除大部分规则干扰波。但陡倾角反射不宜使用此算子。
4	GP7.15	信号定义域呈三角形，两侧宽广。可以消除大部分规则干扰波。
5	GN7.15	信号定义域接近呈心脏形，可以保留中等倾角的反射波。
6	DV7.31	信号定义域接近圆形。

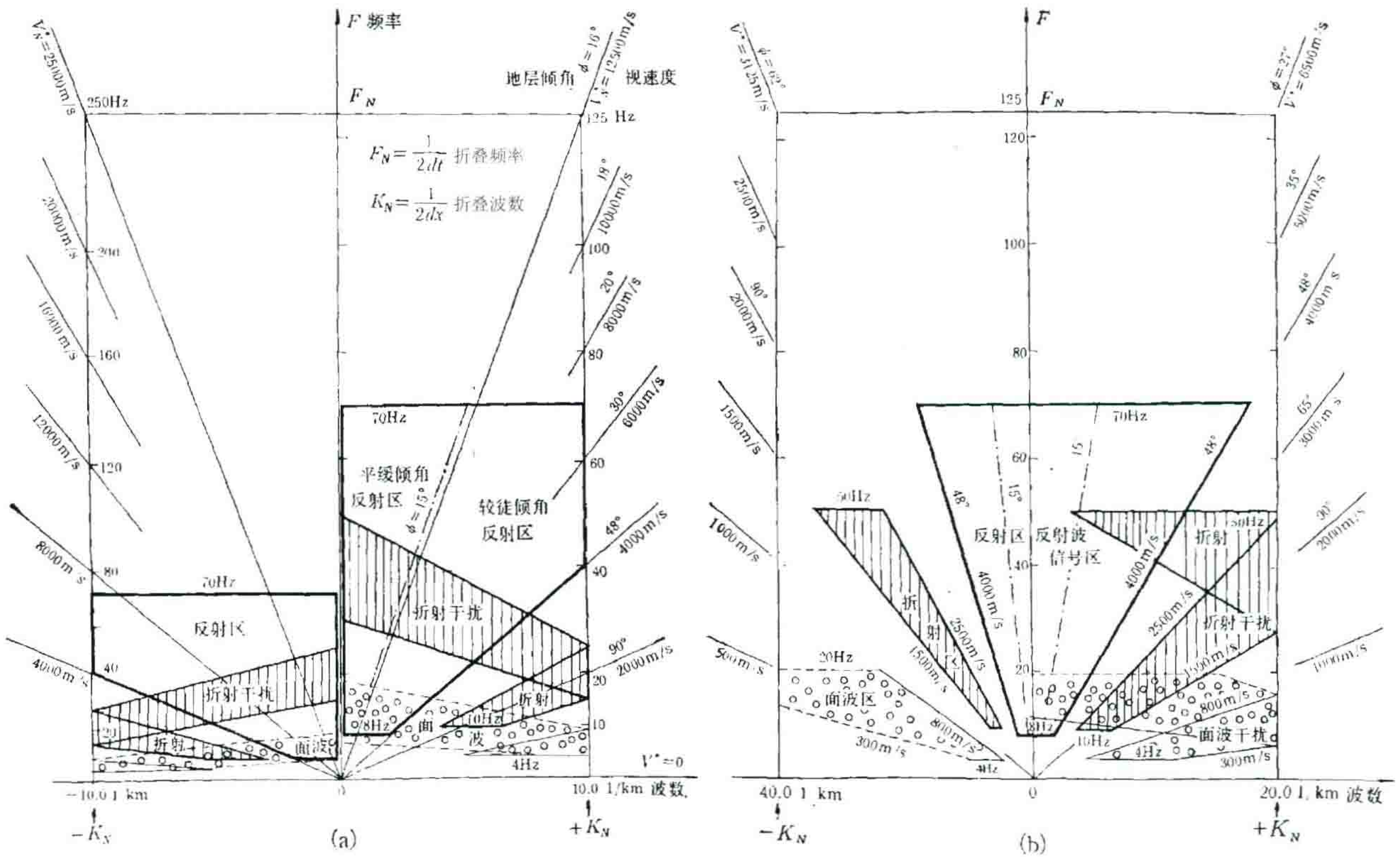


图 6 F-K 域中信号与干扰波的分布示意图

图 6 中各种次生干扰并没有绘出来。另外，道间距指的是野外施工的地面道间距，视速度 V^* 是按这个道间距来定义的。反射波的视速度指的是经过动校后的视速度。地层倾角 φ 是用我国东部及西北地区中等埋藏深度情况下的代表性数值。

我们将所获得的最佳二维检噪算子，选取其中有代表性的 12 个绘在图 5 中。它们的性能和用途见表 1。为了便于使用这些算子，搞清干扰波的视速度及反射波的大致倾角与图幅的关系，可以参看图 6，它们与图 5 各图是对应的。从这些图所提供的信号与噪音的大致分布位置，决定选用哪一个二维检噪算子。由图 6 的分析可以得知：野外道距为 50 m 的情况下，室内处理时，F-K 域中信号与干扰波很难分离，折射干扰波及面波都以折叠的形式翻过来与信号区混在一起。当野外道间距为 25 m 时，情况就有好转；而最好是野外道间距为 12.5 m 或者更少一点。此时，如图 6(b)左边所示，信号与各种干扰分得较开。于是可以采用信号定义域很小的算子，如 GX7.15 或 GY7.15 可有效地做噪音剔除。因此结论是：不怕干扰强，但是需要有一个较小的野外采集道间距，以便在 F-K 域留出位置，为干扰噪音设下陷阱，从而把它们从记录中剔除出去。

四、二维去噪的剔除准则

二维检噪算子也有与一维检噪算子同样的性质，即用它褶积信号时，信号对它几乎没有贡献；只有存在干扰噪音时，才在褶积后留下较大的振幅能量。

确定二维检噪的剔除准则却比较难，其原因是检噪褶积后，波形有了某种复杂性，试看图 7。图 7(a)在模型 AP 中央道上设计放置了一个尖脉冲及三个不同频率的雷克子波，周围道上全是零值。图 7(b)是用一个 7 道检噪算子 GP7.15 去褶积上述模型 AP，所得的结果 BP 在相邻七个道上全都有了波形。其中最顶上尖脉冲的二维褶积实际上就显示出该算子本身的形态。下面三个雷克子波褶积后，在相邻道出现相似的波形，然而振幅大小及正负号都有变化。

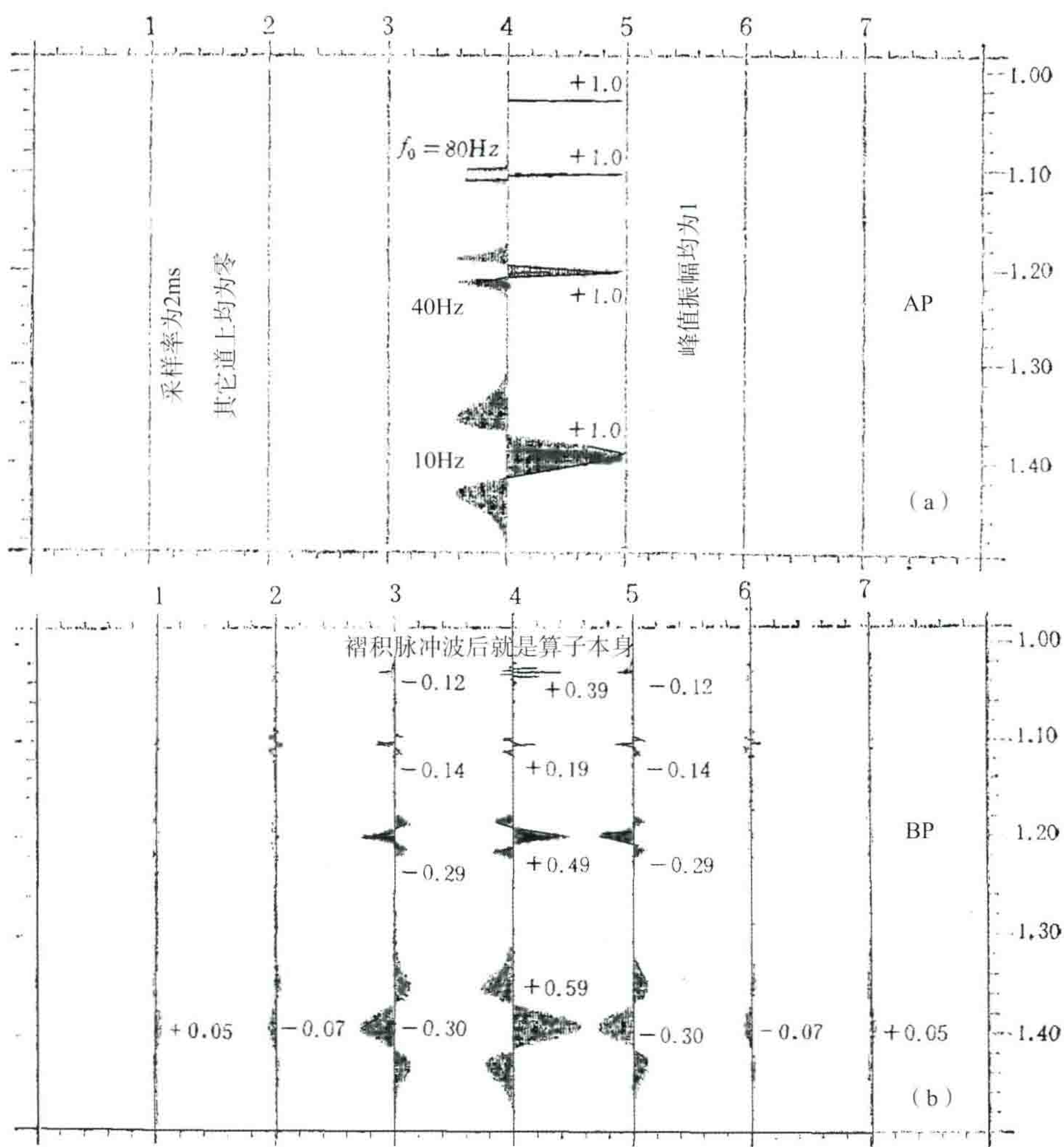


图 7

(a)只有中央道上有一个尖脉冲及三个不同频率的克雷子数；

(b)上述模型经二维检噪算子 GP7.15 做褶积后的情形

我们采用的检噪方法是寻找二维极值点的剔除方法，即在某道上找到一个振幅极大值以后，要在相邻的左右各一道上，在该采样点上下各找 2(或者 3)个样点做振幅绝对值的比较。这实际上就是在上下 5 个点(或 7 个点)中找出二维极值点。如果在 BP 中发现一个二维极值点，说明这个波就是干扰的发源地，应将其设法剔除。

其次是判断一下该二维极大值是否大于剔除门槛值，若大才加以剔除。接着是剔除波形的选取，其办法是剔除这个二维极值点所占据波形的半个周期，即剔除其同符号段，直到上下两个过零点为止。

实际剔除时，还要对这个剔除波形乘上一个剔除倍数 k，它一般取值为 1.1～1.5 倍。这是因为干扰波在褶积后，其振幅普遍变小[图 7(b)]。在信号定义域很窄时可用 $k=1.1$，信号定义域很宽时可用 $k=1.4$。

这里还须指出，上面所说的剔除准则中还存在所谓“假极值点”的问题。图 8 上方第 3 道波形中 B' 与 C' 两个波峰都是“假极值点”，它们分别是由第 2 道及第 4 道上两个主干扰通过二维检噪算子分配过来的负极性能量。

为了避免假极值点，程序运行时考虑：

(1) 在一个道上先找绝对值的一维极值点。

(2) 每找到一个一维极值点后继续往下看它在同符号段中有没有其他极值点，如果没有，就进入与相邻道比较；再看其是否是二维极值点，如果在同符号段中存在多个极值点，以最大的极值点为对象，再与相邻道上下五个点做横向比较，判其是否是真的二维极值点。这样，就防止了假极值点混进来。在图 8 中，第 3 道就不该参与剔除。

(3) 剔除段过长时要作处理。如当检查第 4 道时，发现主干扰 C 是真的二维极值点，此时在其上下各找一个过零点 P 及 Q，判断一下：其上下两个长度是否大于 1 个干扰波的视周期。如果不大，就直接剔除到过零点；如果大了，则按下列方式作加时窗处理。

例如图 8 下方，CP 段大于一个干扰波视波长，则将其波形乘上一个加权时窗函数：

$$W(i)=0.5\left(1+\cos\frac{\pi i}{2T}\right),\qquad i=0,1,2,\cdots,T \tag{17}$$

i 为由 C 点向上或向下数的样点数，T 是干扰波一个视周期的样点数。这样，剔除的波形就如图 8 下方阴影部分 CR 段所表示（当然，在正式剔除时还要乘上一个剔除倍数 k），而 RP 段没有被剔除的残留波形可以在下一次迭代中加以解决。

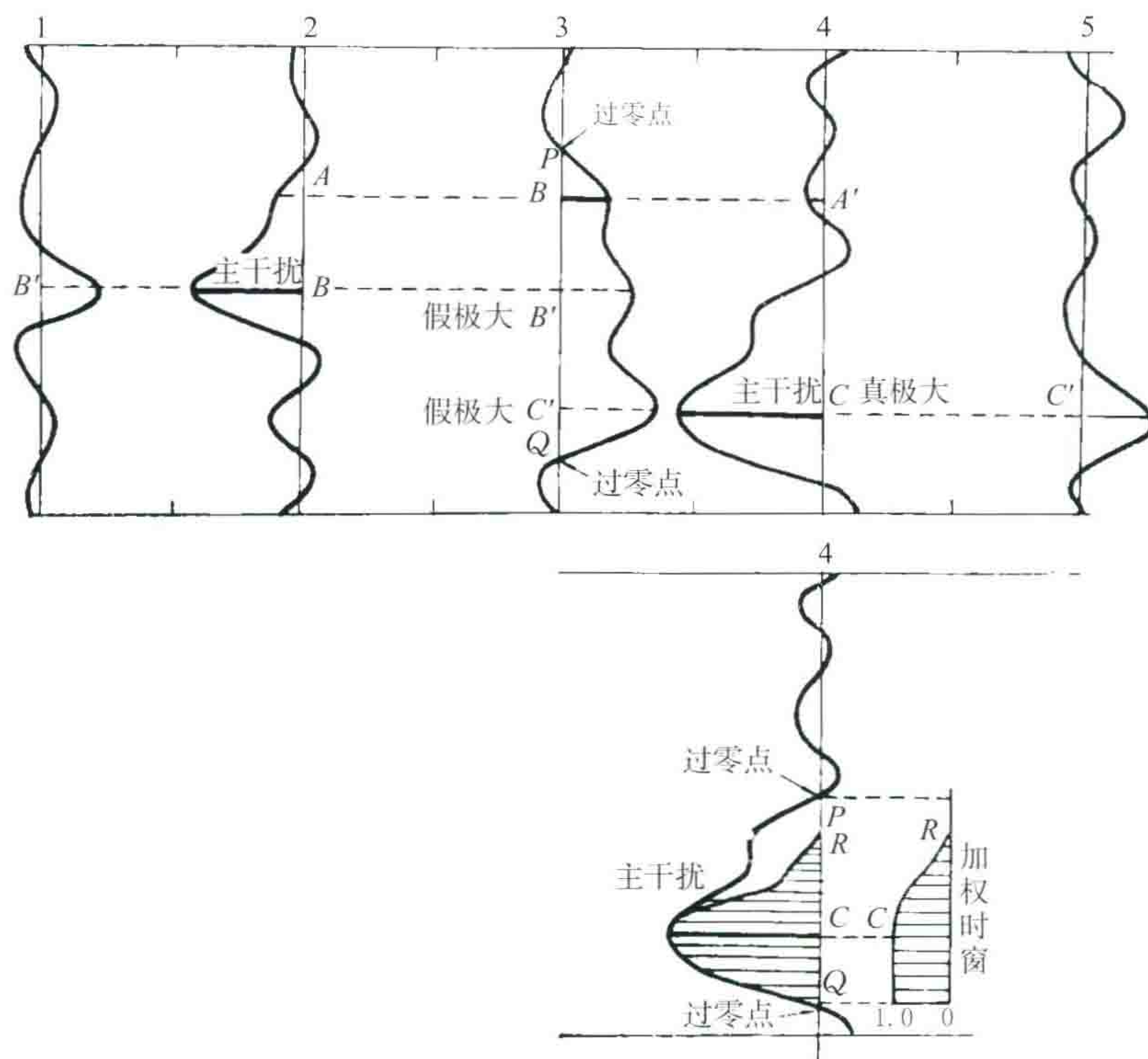


图 8 二维检噪中的假极值点及剔除加权时窗的示意图

五、二维迭代去噪的效果

现以一个信加噪模型来做二维去噪试验。设想图 9 为已经初步动校正的共 50 道的 CDP 道集。图中三个反射波分别代表(a)动校不足,(b)动校基本正确以及(c)动校过头的三种情况,它们在边道的最大动校正误差已经到达 1 个多相位。由此信号模型[图 9(a)]加上随机干扰模型[图 9(b)]得到如图 9(c)所示的信加噪模型,此模型的信噪比大致为 0.6 左右。反射信号已经完全看不清了。在此基础上,再加上规则干扰模型[图 9(d)],最后得到如图 9(e)所示的强干扰模型,其信噪比约为 1/6。

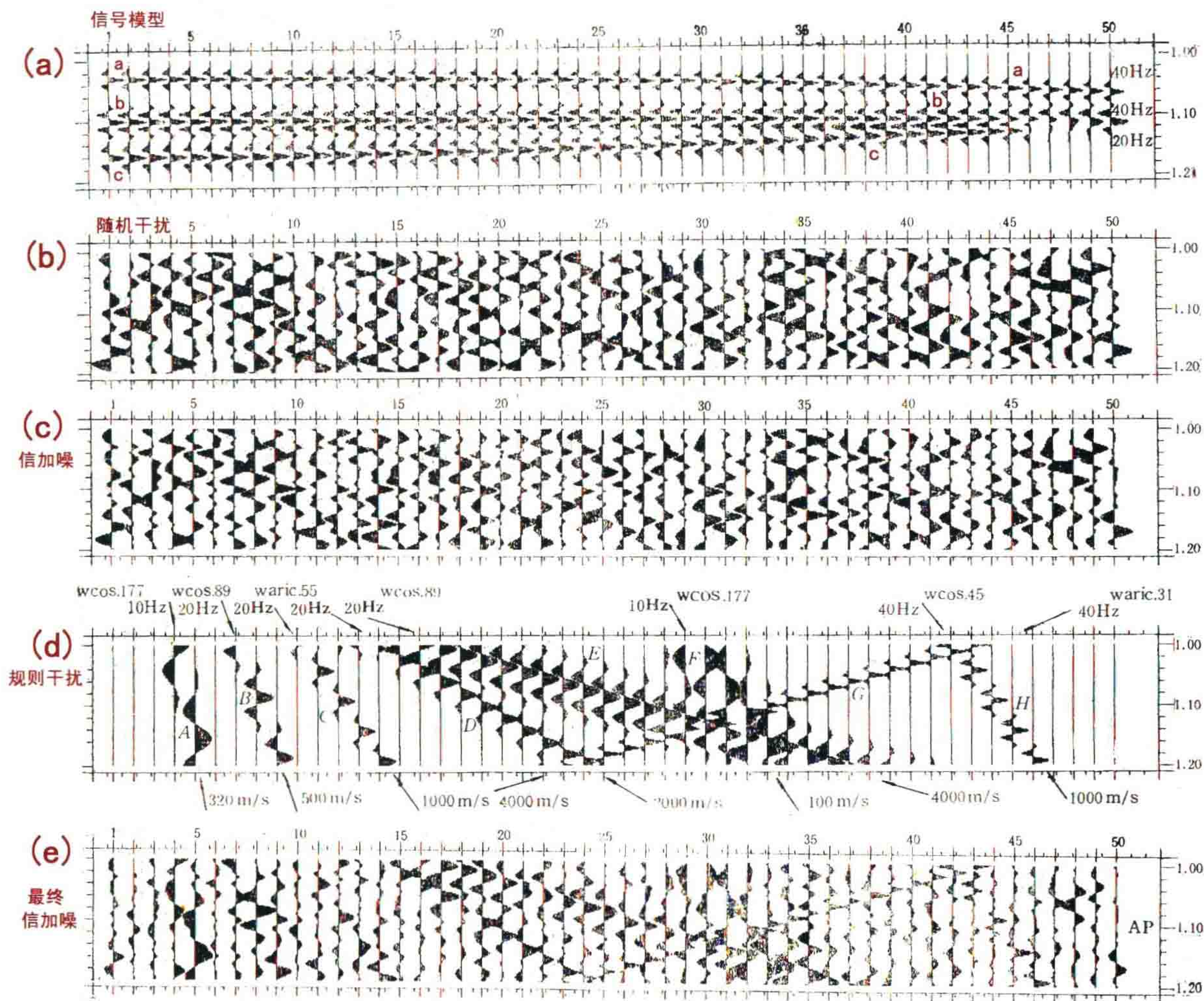


图 9　信号及噪音的模型

用这个强干扰模型来做二维去噪。由于反射信号倾角很小,可使用信号定义域很小的 DX7.21 检噪算子来做去噪工作。

图 10 可说明二维去噪的迭代过程。图 10(a)就是图 9(e)的强干扰模型,称之为 AP 记录。图 10(b)是用 DX7.21 去对强干扰模型记录做二维褶积的结果,可称之为 BP 记录。由于信号是没有贡献的,此图主要反映了存在着的噪音。图 10(c)是用检噪准则检测出来的干扰波 EP 记录,它就是第一批需要减去的干扰,它们都是大于第一次门槛值的具有二维极值点的干扰波形。这里使用了平均振幅作为初始门槛,剔除倍数 $k=1.2$。图 10(d)就是从原始 AP 记录减去 EP 后,剩下来的第一次迭代结果 AP′。

再进行第二次迭代,把图 10(d)作为输入,再与 DX7.21 检噪算子做褶积,得到如图 10(e)所示的 BP 记录。通过把门槛降低至 60%,做检噪后得到图 10(f)的干扰波 EP 记录。这次检测出来的干扰其能量已

经较弱，并且大干扰主要位于第一次无法正确剔除的记录中右方规则干扰相交汇的复杂波形之处。

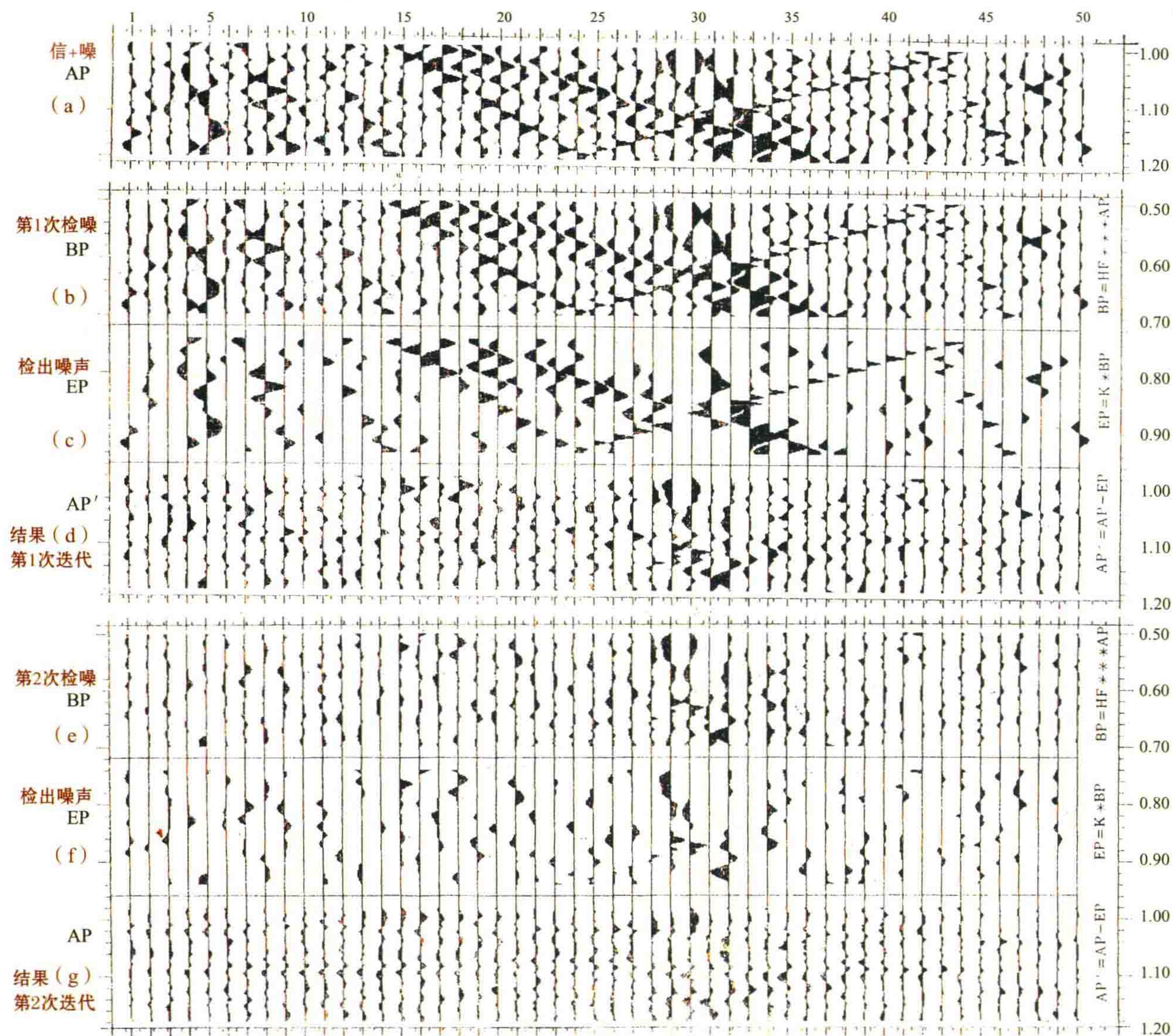


图 10(a—g) 强干扰模型的二维迭代去噪过程

把图 10(d)减去图 10(f)，便得第二次迭代去噪结果，即为图 10(g)。此图已可见到有效反射波了，但振幅很小。图 10(h)是放大 3 倍振幅的第二次迭代去噪结果，图中右部尚残留有较强的干扰，但有效反射波已经可以很好对比了。

图 10(i)为第三次迭代的放大 3 倍振幅的显示。信噪比更高了些。图 10(j)为第四次迭代去噪的结果。这个道集的信噪比已经相当好了。其边上四五道波形不正常是由于褶积中的边道效应所引起的。现在 a 波的波峰位置基本上没有变，b 波也很好，就是 c 波提前在第 40 道附近消失了。其原因并不是由于 c 波被算子所压制，而是干扰波的残留“假信号”干涉了 c 波。图 10(k)是信号本身单独作去噪迭代四次的结果，可见 c 波的波形并没有变化。

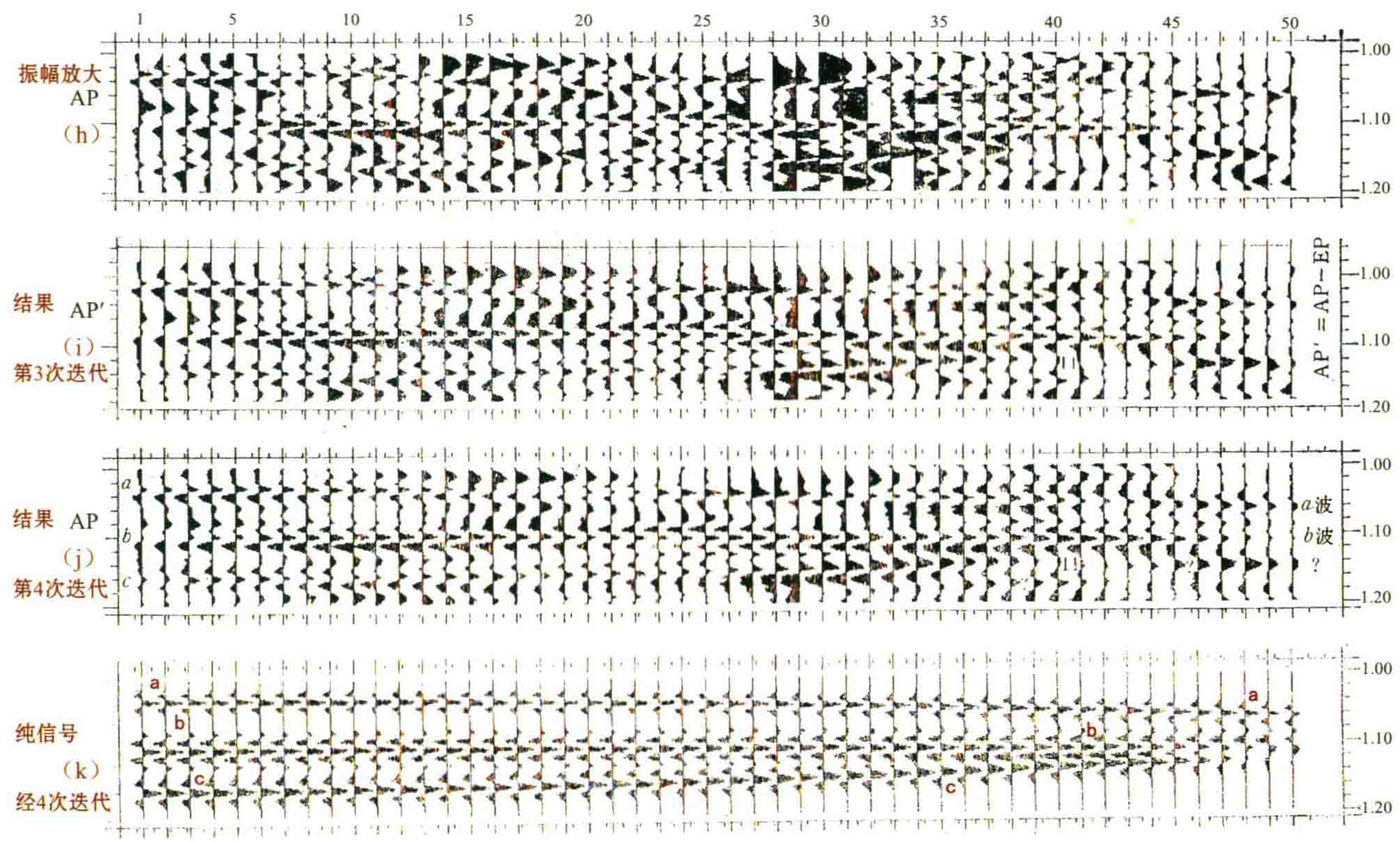


图 10(h—k)　强干扰模型的二维迭代去噪过程

六、二维去噪效果的讨论

现在将二维去噪与通常采用的二维滤波的效果做一比较。图 11(a)是强干扰模型记录直接采用二维滤波所得的结果。二维滤波算子是赛伯 172 计算机为压制视速度小于±3000 m/s 以内的各种规则干扰波的一个常用的算子，它的效果不如二维去噪。

图 11(b)是采用另一个性能更强的二维滤波算子 FP7.15 来做二维滤波。此算子就是二维检噪算子 GP7.15 的一个互补的算子，所以它的滤波特性 *F-K* 谱基本上就是图 5(e)的样子，只要把黑白颠倒一下。它能压制视速度小于±10000 m/s 的各种规则干扰波，但滤波后的效果仍不如二维去噪。

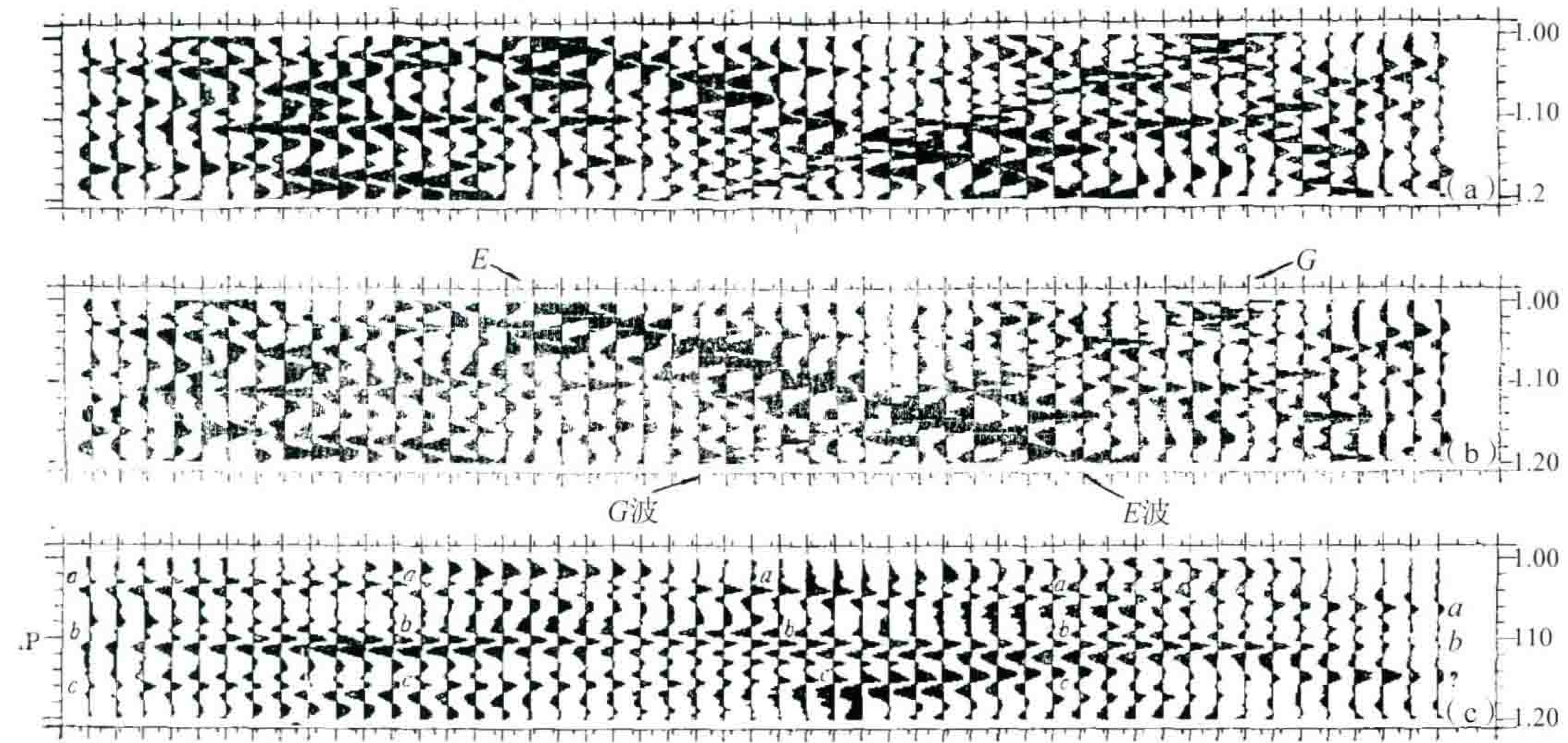


图 11　二维去噪与常规二维滤波效果比较

前文[1]已阐述噪音剔除技术对于消除脉冲式干扰是特别有效的。大部分地震干扰波在空间域中表现

为高频脉冲式干扰，这种干扰在普通的地震记录上的表现如图 12(a)及图 12(d)所示。它们的波形虽然不是尖脉冲，但它们在相邻道之间是孤立地存在的。图 12(d)的三个倾斜干扰波虽然有一定的视速度，但它们在相邻道之间已经远远超过一个周期。对于这种波，二维滤波的结果是把这个波形的能量按二维算子的权系数分配到相邻各道上去。

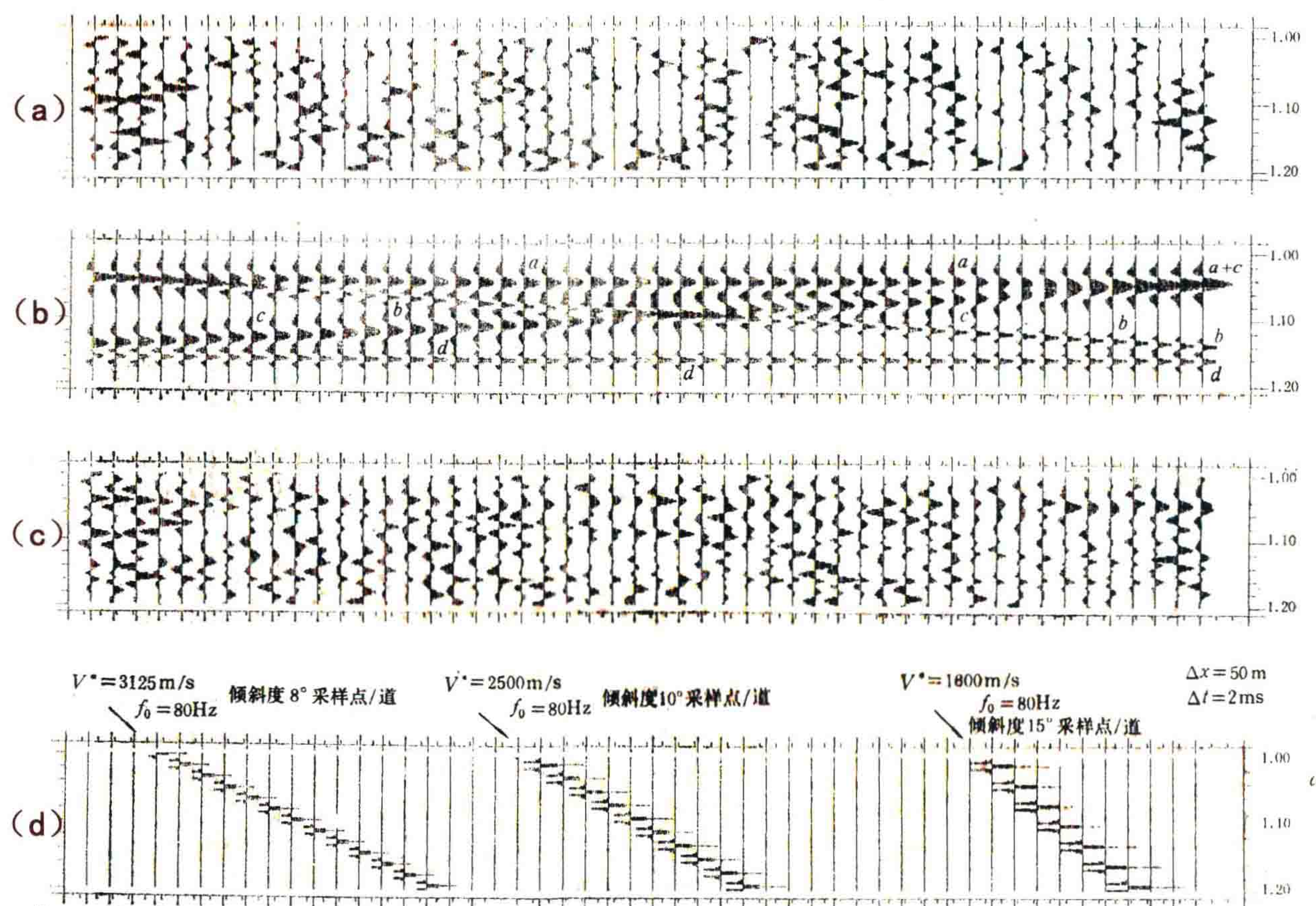


图 12(a—d) 噪音剔除技术及其效果

图 12(a)是一个较稀疏的有色随机干扰模型，图 12(b)是“两平两斜”的一个纯信号模型。将二者相加，合成后的图 12(c)的信噪比大致为 0.7 的地震记录，有效反射波已经很难辨认。再将它加上两倍的图 12(d)中三个不同倾斜度的规则干扰波，最后合成记录见图 12(e)，估计其信噪比为 1/4 左右。

因为信号模型具有较倾斜而主频偏高的有效波，所以采用信号定义域较宽的 GY7.15 二维检噪算子。通过四次迭代二维去噪，结果见图 12(f)，效果很好，a、b、c、d 四个波都可以对比。图 12(g)是采用二维滤波的结果，显然不如二维去噪，高频规则干扰基本上滤不掉。

图 12(h)是将图 12(e)的记录在空间域做一维去噪的结果。采用 HS.11 算子迭代四次后再做一次时间域去噪，用 HE.11 算子迭代四次，得到图 12(i)的结果。这个结果甚至比二维去噪还好一些，与图 12(f)对比，高频规则干扰克服得更彻底些，缺点是 b 波在右方不如图 12(f)的好。

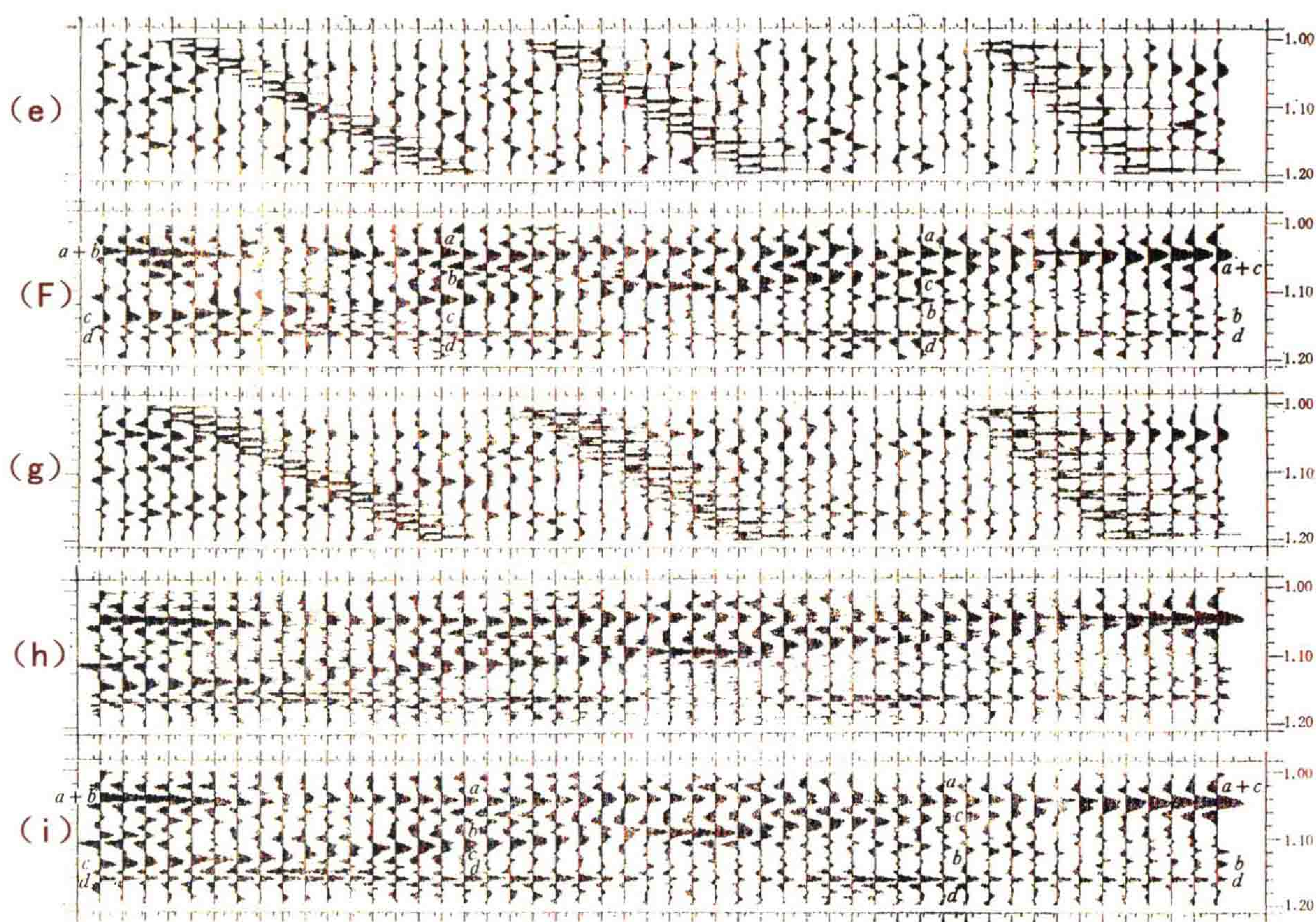


图 12(e—i) 噪音剔除技术及其效果

图 13 是将图 7 上方的一个尖脉冲及 3 个雷克子波当作干扰模型，用 FP7.15 算子做二维滤波的结果。由图可见，主频愈低的波，其能量传播给相邻道也就愈多，且传播也愈远。而噪音剔除技术，恰可以弥补这方面的缺陷。

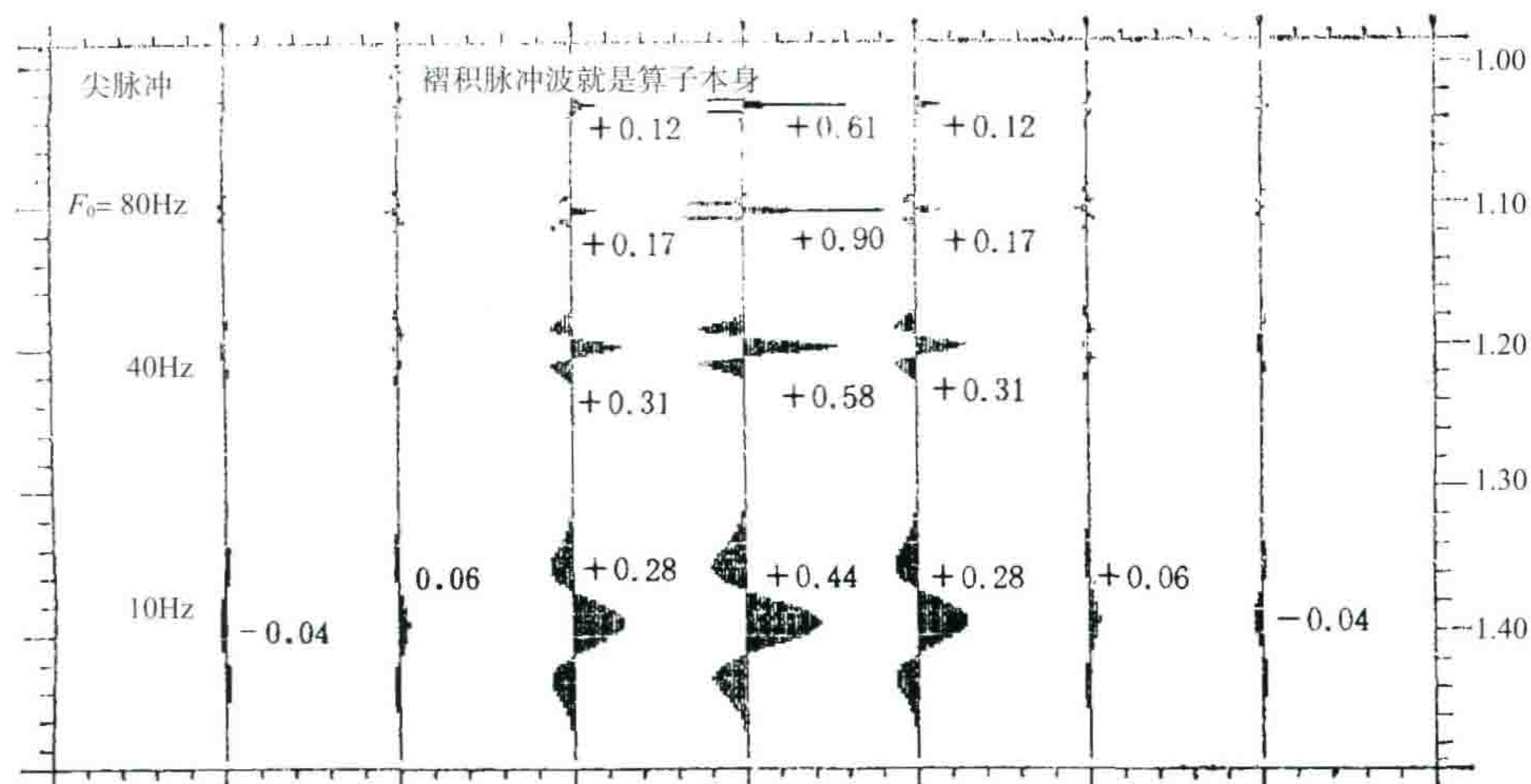


图 13 将图 7(a)模型中央道上四个波形做一次常规的二维滤波结果(算子为 FP7.15)

在一般情况下，二维去噪比一维去噪有如下优点：① 在圈定信号定义域方面较为灵活，可以在 F-K 域中呈任意多边形；② 它可以较好地利用视速度的不同来克服非折叠部分的规则干扰波；③ 迭代剔除的结果在波形上效为光滑自然。缺点是计算工作量较大。一维去噪方法虽然需要在空间域及时间域各做一次迭代计算，但由于该方法是采用一维的褶积运算，其计算量远较二维褶积为少，所以还不失为一种较实用的方法。此外，当信号定义域在 F-K 域中为左右对称的长方形时，二维去噪的效果和 F 及 K 域两次分别做一维去噪的结果是基本等效的。

近来张山提出的线性相干噪声消除方法是另一种新思路[2]。今后如果能与本文的方法结合起来，将能较彻底地解决干扰波的剔除问题。

七、进一步消除干扰的措施

由于随机干扰在 *F-K* 谱中占有均匀展布的水平条带状能量，因此二维信号定义域中也必然会包括这部分“假信号”，它们无法剔除掉。

要更好地压制随机干扰，只有采用在不同道集中分别做去噪工作。例如在单炮记录上去噪一次，再在共炮检距道集中及共检波点道集中再各去噪一次。最后，叠加完成后在水平叠加剖面上再去噪一次。这样多次去噪会起很大作用，这对于我国西部许多低信噪比的地震原始资料来说，看来还是必要的。

第二个解决办法是在低信噪比工区野外施工中采用更小的道距。例如用小于 15 m 的道距，于是信号在 *F-K* 域中的分布集中在中央轴线附近，使我们可以设计更窄的信号定义域，算子的道数也可以增多，从而更有效地压制干扰。

最后，如果把内插与去噪工作发展到三维去，可能会使去噪的能力进一步加强。

另外，采用一维和二维去噪的方法还可以改善叠偏剖面上的“划弧”现象，这种去噪工作在水平叠加剖面上进行，因篇幅所限，此处将试验从略。

结论

(1) 地震勘探技术中，去掉干扰波始终是一项艰巨的任务。过去的线性滤波没有根本上把干扰去掉，我们提出来的干扰剔除方法是一种比较彻底的方法。

(2) 信号内插与噪音剔除是一个问题的两个方面。如果知道信号的定义域，就知道定义域之外只能是噪音。关键在于要设计出一种最佳的低通内插算子和推出一种检噪算子，使信号对检噪褶积产生的贡献极小，只有噪音才充分表现，从而把干扰检测出来并加以剔除。

(3) 本文提供的一批最佳低通内插算子中，一维内插算子具有极好的信号通频带宽，用它们做道内插是十分方便而有效的。二维内插算子可以在内插的过程中，同时去掉干扰噪音，改善信噪比。

(4) 一维的空间域去噪会产生道波形的小尖刺，这可以用紧接着做一次时间域去噪来弥补。二维噪音剔除可避免发生小尖刺波形的毛病，去噪后的结果比常规二维滤波的好。

(5) 噪音剔除方法对于消除时间域中的“猝发性”大脉冲“野值”是很有效的。对空间域的相邻道基本上孤立出现的大干扰(声波、低速面波及海上作业的邻船干扰等)，也是十分有效的。平稳的有色随机干扰具备较多成分的与信号不能区分的“假信号”，在去噪后会残留下来。

(6) 若对信噪比极低的资料作噪音剔除时，可以在处理流程中，对不同的道集以及水平叠加后，都各做一次去噪工作，能大大提高信噪比。

(7) 去噪过程中的关键是选择合理的检噪算子，要争取用较小的信号定义域。为此，应该在野外施工时，把道间距加密。例如道间距小于 15 m 时效果会很好。同时必须在去噪之前妥善解决静校正问题。对于低信噪比原始记录，最好使用折射静校正方法。

(8) 本方法可以用来改善叠偏剖面的划弧现象。此外，用于重、磁勘探时，也可以用来消除由地表附近产生的干扰场。

参考文献

[1] 李庆忠，地震信号内插与噪音剔除(一)，地球物理学报，30，514－531，1987.

［2］张山，线性相干噪声及其消除方法，石油物探，25，14—22，1986.

附件：各种算子的数据

(A) Optimum Interpolating Filters ：最佳内插算子

CE8. 15　2D-interp. filter with 15 points ＊ 8 traces

CF10. 31　2D same.　with 31 p.　10 tr.

(B) Optimum 2-D noise deletion operators：二维检噪算子

15 points ＊ 7 traces

GX7. 15　Most nerrow in FK area. 1/5 signal def. region.

GY7. 15　Quite nerrow. area about 1/3.

GN7. 15　Medium signal window with peach shape.

GC7. 15　Medium. with heart shape..

GP7. 15　Quite wide, with heart shape.

＊ ＊

Optimum Interpolating Filters ：最佳内插算子

CE8. 15　2D-interp. filter with 15 points ＊ 8 traces

CE8. 15　8 个道，每道 15 个样点　——从相邻 8 个道的数据，内插出中央的 1 个道

15＊8＝120 个数　前后左右是对称的，红色为中心数据

−0.00002	−0.00015	−0.00009	0.00022	−0.00007	0.00508	−0.00103	−0.01402
−0.00103	0.00508	−0.00007	0.00022	−0.00009	−0.00015	−0.00002	0.00002
0.00005	−0.00065	−0.00335	−0.00291	−0.01803	−0.00336	0.03613	−0.00336
−0.01803	−0.00291	−0.00335	−0.00065	0.00005	0.00002	0.00019	0.00078
0.00278	0.01075	0.00660	0.04208	0.00441	−0.10346	0.00441	0.04208
0.00660	0.01075	0.00278	0.00078	0.00019	−0.00033	−0.00058	−0.00017
−0.01728	0.02347	−0.08022	0.07573	0.49236	0.07573	−0.08022	0.02347
−0.01728	−0.00017	−0.00058	**−0.00033**	**−0.00033**	−0.00058	−0.00017	−0.01728
0.02347	−0.08022	0.07573	0.49237	0.07573	−0.08022	0.02347	−0.01728
−0.00017	−0.00058	−0.00033	0.00019	0.00078	0.00278	0.01075	0.00660
0.04208	0.00441	−0.10346	0.00441	0.04208	0.00660	0.01075	0.00278
0.00078	0.00019	0.00002	0.00005	−0.00065	−0.00335	−0.00291	−0.01803
−0.00336	0.03613	−0.00336	−0.01803	−0.00291	−0.00335	−0.00065	0.00005
0.00002	−0.00002	−0.00015	−0.00009	0.00022	−0.00007	0.00508	−0.00103
−0.01402	−0.00103	0.00508	−0.00007	0.00022	−0.00009	−0.00015	−0.00002

Optimum Interpolating Filters ：最佳内插算子

CF10. 31　共 10 个道，每道 31 个样点　——数据从略

＊ ＊

Optimum 2-D noise deletion operators： 15 points * 7 traces 二维检噪算子

GC7.15 共7个道，每道15个样点 15 * 7=105个点 前后左右是对称的，红色为中心数据

−0.00000 −0.00031 −0.00137 −0.00489 −0.00930 0.01086 0.01278 −0.01077

0.01278 0.01086 −0.00930 −0.00489 −0.00137 −0.00031 −0.00000 0.00002

0.00003 0.00169 −0.00493 −0.00304 −0.03904 −0.02942 0.05051 −0.02942

−0.03904 −0.00304 −0.00493 0.00169 0.00003 0.00002 0.00003 0.00081

−0.00240 0.01202 −0.00471 0.01164 −0.04563 −0.20339 −0.04563 0.01164

−0.00471 0.01202 −0.00240 0.00081 0.00003 0.00007 0.00166 −0.00504

0.02006 −0.03654 0.12769 −0.00916 **0.46115** −0.00916 0.12769 −0.03654

0.02006 −0.00504 0.00166 0.00007 0.00003 0.00081 −0.00240 0.01202

−0.00471 0.01164 −0.04563 −0.20339 −0.04563 0.01164 −0.00471 0.01202

−0.00240 0.00081 0.00003 0.00002 0.00003 0.00169 −0.00493 −0.00304

−0.03904 −0.02942 0.05051 −0.02942 −0.03904 −0.00304 −0.00493 0.00169

0.00003 0.00002 −0.00000 −0.00031 −0.00137 −0.00489 −0.00930 0.01086

0.01278 −0.01077 0.01278 0.01086 −0.00930 −0.00489 −0.00137 −0.00031

−0.00000

* *

Optimum 2-D noise deletion operators： 15 points * 7 traces 二维检噪算子

GN7.15 共7个道，每道15个样点 前后左右是对称的，红色为中心数据

−0.00236 −0.00357 −0.00298 −0.00900 0.00381 0.01574 −0.00397 −0.01715

−0.00397 0.01574 0.00381 −0.00900 −0.00298 −0.00357 −0.00236 0.00083

0.00099 −0.00839 −0.00533 −0.01852 −0.04980 −0.00294 0.04928 −0.00294

−0.04980 −0.01852 −0.00533 −0.00839 0.00099 0.00083 0.00365 0.00134

0.00322 0.01421 −0.02088 0.02125 −0.04322 −0.18978 −0.04322 0.02125

−0.02088 0.01421 0.00322 0.00134 0.00365 0.00152 −0.00464 0.01482

0.01951 −0.00129 0.16011 −0.08484 **0.50791** −0.08484 0.16011 −0.00129

0.01951 0.01482 −0.00464 0.00152 0.00365 0.00134 0.00322 0.01421

−0.02088 0.02125 −0.04322 −0.18978 −0.04322 0.02125 −0.02088 0.01421

0.00322 0.00134 0.00365 0.00083 0.00099 −0.00839 −0.00533 −0.01852

−0.04980 −0.00294 0.04928 −0.00294 −0.04980 −0.01852 −0.00533 −0.00839

0.00099 0.00083 −0.00236 −0.00357 −0.00298 −0.00900 0.00381 0.01574

−0.00397 −0.01715 −0.00397 0.01574 0.00381 −0.00900 −0.00298 −0.00357

-0.00236

* *

Optimum 2-D noise deletion operators： 15 points * 7 traces 二维检噪算子

GP7.15 共 7 个道，每道 15 个样点 前后左右是对称的，红色为中心数据

-0.00144 -0.00419 -0.00034 0.00425 0.00947 0.01109 0.00250 -0.00082

0.00250 0.01109 0.00947 0.00425 -0.00034 -0.00419 -0.00144 -0.00068

0.00106 -0.00711 -0.02065 -0.01371 -0.01152 0.00531 0.02867 0.00531

-0.01152 -0.01371 -0.02065 -0.00711 0.00106 -0.00068 0.00206 -0.00075

-0.00093 0.02501 -0.01994 -0.03318 -0.05283 -0.12584 -0.05283 -0.03318

-0.01994 0.02501 -0.00093 -0.00075 0.00206 0.00363 -0.00467 0.01255

0.00343 -0.02296 0.20036 -0.09495 **0.39434** -0.09495 0.20036 -0.02296

0.00343 0.01255 -0.00467 0.00363 0.00206 -0.00075 -0.00093 0.02501

-0.01994 -0.03318 -0.05283 -0.12584 -0.05283 -0.03318 -0.01994 0.02501

-0.00093 -0.00075 0.00206 -0.00068 0.00106 -0.00711 -0.02065 -0.01371

-0.01152 0.00531 0.02867 0.00531 -0.01152 -0.01371 -0.02065 -0.00711

0.00106 -0.00068 -0.00144 -0.00419 -0.00034 0.00425 0.00947 0.01109

0.00250 -0.00082 0.00250 0.01109 0.00947 0.00425 -0.00034 -0.00419

-0.00144

* *

Optimum 2-D noise deletion operators ：15 points * 7 traces 二维检噪算子

GX7.15 共 7 个道，每道 15 个样点 前后左右是对称的，红色为中心数据

0.00009 -0.00060 0.00066 0.00004 -0.00347 0.00757 -0.01229 -0.04417

-0.01229 0.00757 -0.00347 0.00004 0.00066 -0.00060 0.00009 0.00011

-0.00074 0.00219 -0.00127 -0.00440 0.01744 -0.03049 -0.09630 -0.03049

0.01744 -0.00440 -0.00127 0.00219 -0.00074 0.00011 0.00012 -0.00077

0.00373 -0.00263 -0.00490 0.02676 -0.04779 -0.14487 -0.04779 0.02676

-0.00490 -0.00263 0.00373 -0.00077 0.00012 0.00012 -0.00076 0.00439

-0.00322 -0.00504 0.03061 -0.05497 **0.83517** -0.05497 0.03061 -0.00504

-0.00322 0.00439 -0.00076 0.00012 0.00012 -0.00077 0.00373 -0.00263

-0.00490 0.02676 -0.04779 -0.14487 -0.04779 0.02676 -0.00490 -0.00263

0.00373 -0.00077 0.00012 0.00011 -0.00074 0.00219 -0.00127 -0.00440

0.01744 -0.03049 -0.09630 -0.03049 0.01744 -0.00440 -0.00127 0.00219

-0.00074　0.00011　0.00009　-0.00060　0.00066　0.00004　-0.00347　0.00757
-0.01229　-0.04417　-0.01229　0.00757　-0.00347　0.00004　0.00066　-0.00060
0.00009

* *

Optimum 2-D noise deletion operators: 15 points * 7 traces 二维检噪算子

GY7.15 共 7 个道，每道 15 个样点 前后左右是对称的，红色为中心数据

-0.00001　-0.00004　-0.00055　-0.00038　-0.00190　-0.00461　0.00055　-0.00835
0.00055　-0.00461　-0.00190　-0.00038　-0.00055　-0.00004　-0.00001　0.00001
-0.00006　-0.00032　0.00085　-0.00497　0.00725　-0.01502　-0.06631　-0.01502
0.00725　-0.00497　0.00085　-0.00032　-0.00006　0.00001　0.00007　-0.00004
0.00079　0.00361　-0.00817　0.03215　-0.04109　-0.19309　-0.04109　0.03215
-0.00817　0.00361　0.00079　-0.00004　0.00007　0.00011　-0.00002　0.00151
0.00519　-0.00954　0.04612　-0.05482　**0.73267**　-0.05482　0.04612　-0.00954
0.00519　0.00151　-0.00002　0.00011　0.00007　-0.00004　0.00079　0.00361
-0.00817　0.03215　-0.04109　-0.19309　-0.04109　0.03215　-0.00817　0.00361
0.00079　-0.00004　0.00007　0.00001　-0.00006　-0.00032　0.00085　-0.00497
0.00725　-0.01502　-0.06631　-0.01502　0.00725　-0.00497　0.00085　-0.00032
-0.00006　0.00001　-0.00001　-0.00004　-0.00055　-0.00038　-0.00190　-0.00461
0.00055　-0.00835　0.00055　-0.00461　-0.00190　-0.00038　-0.00055　-0.00004
-0.00001

* *

Optimum 2-D noise deletion operators: 15 points * 7 traces 二维去噪滤波算子

The complimentary operator of GP7.15 是 GP7.15 的互补算子

此算子与前面 GP7.15 数据符号相反，但中央数是 1.0 减中央数。

FP7.15 共 7 个道，每道 15 个样点 前后左右是对称的，红色为中心数据

0.00144　0.00419　0.00034　-0.00425　-0.00947　-0.01109　-0.00250　0.00082
-0.00250　-0.01109　-0.00947　-0.00425　0.00034　0.00419　0.00144　0.00068
-0.00106　0.00711　0.02065　0.01371　0.01152　-0.00531　-0.02867　-0.00531
0.01152　0.01371　0.02065　0.00711　-0.00106　0.00068　-0.00206　0.00075
0.00093　-0.02501　0.01994　0.03318　0.05283　0.12584　0.05283　0.03318
0.01994　-0.02501　0.00093　0.00075　-0.00206　-0.00363　0.00467　-0.01255
-0.00343　0.02296　-0.20036　0.09495　**0.60566**　0.09495　-0.20036　0.02296
-0.00343　-0.01255　0.00467　-0.00363　-0.00206　0.00075　0.00093　-0.02501

0.01994	0.03318	0.05283	0.12584	0.05283	0.03318	0.01994	−0.02501
0.00093	0.00075	−0.00206	0.00068	−0.00106	0.00711	0.02065	0.01371
0.01152	−0.00531	−0.02867	−0.00531	0.01152	0.01371	0.02065	0.00711
−0.00106	0.00068	0.00144	0.00419	0.00034	−0.00425	−0.00947	−0.01109
−0.00250	0.00082	−0.00250	−0.01109	−0.00947	−0.00425	0.00034	0.00419
0.00144							

如果把 FP7.15 算子与 GP7.15 算子相加，则可以发现所有的数据都等于零，只有中央的一个数为 1.00000. 算子 1.00000 就是什么也不做的意思。

文章编号 204-3

一维空间域噪音剔除法及应用

田树人　李庆忠



这是田树人同志应用我的一维噪声剔除方法，在地震生产记录上的使用效果。1991 年 4 月发表在《石油地球物理勘探》第 2 期上的文章。

文章展示了该方法的效果的确不错，在时间域单道上，它可以把存在于记录道中的脉冲强干扰(野值)消除得很干净。

在空间域，使用此方法，可以对地震剖面消除强干扰，使偏移剖面不再“画弧”。

关键词

空间域　随机噪音　线性噪音　算子

改善低信噪比地震资料的处理质量，是地震资料处理领域内的一个重要研究课题。在我国西部地区，像塔克拉玛干大沙漠，地震激发和接收条件很差，地震记录上的各种随机干扰波和线性干扰波将有效信号几乎完全淹没了。对于这种低信噪比资料，亟待需要进行信噪分离，以提高地震剖面的处理质量。

李庆忠于 1987 年提出了一种噪音剔除法(ND)[1]，此法是一种非线性滤波方法，对压制地震记录上的随机脉冲干扰波有显著效果。但是，它对线性噪音能否剔除呢？众所周知，在某个域表现为线性的噪音，变换到另一个域，就可能表现为随机噪音。这说明，只要灵活变换滤波域，用剔除随机噪音的滤波因子就可以剔除线性噪音。因此，从这个意义上讲，噪音剔除法(ND)对剔除随机噪音和线性噪音都是有效的。

用噪音剔除法(ND)去噪，可采用较短的算子(如 11 个点)，这样可节省用机时间，同时为发展叠前去噪和在中小型计算机上使用提供了条件。

一、噪音剔除法的基本原理及实现

地震信号是可以内插的。“对于地震波来说，用低通滤波方法做信号的内插是最合适的。因为它除了做信号内插外，还能用于识别(脉冲式)干扰噪音。其原因是石油地震勘探和煤田、工程地震勘探都可以各自定义一个信号的截止频率。例如，石油地震勘探，一般可以认为反射信号的频率不会超过 200 Hz，于是可采用 2 ms 采样。采样记录下来的地震数据，其信号本身是相当严密的，它的每一个采样值都与前后各采样点之间有着内在的联系。换言之，信号的每个采样值是唯一确定的，或者说信号是可以内插的。如果有一个干扰脉冲混了进来，我们就会发现信号截止频率以上的能量不为零，这就给了我们发现干扰脉冲以及剔除它们的理论依据”[1]。

关于噪音剔除法的基本原理在文献[1]和[2]中已有详细论述，在此不再赘述。

（一）常规线性滤波的缺陷

图 1 展示的是常规一维时间域线性滤波的情况。图 1(a)是一个信号加噪音的记录道 $s'(t)$，四条竖粗黑线表示四个脉冲干扰，信号是由 40 Hz 和 60 Hz 的两个正弦波合成的。图 1(a)下部展示了一个能让 80 Hz 信号顺利通过的低通滤波器 $l(t)$ 和与之互补的一个高通滤波器 $h(t)$，它们之间在频率域和时间域的关系分别为

$$H(f)=1-L(f)$$

$$h(t)=\delta(t)-l(t)$$

将 $s'(t)$ 与 $h(t)$ 作褶积，其结果示于图 1(b)。在图 1(b)中于图 1(a)四个脉冲干扰相对应的位置上出现了大小相当的脉冲，这些就是混进记录道中的脉冲干扰。在这里我们看到高通滤波器 $h(t)$ 具有检噪作用，因而称这种具有检噪作用的高通滤波器为高通检噪算子。

将 $s'(t)$ 与低通滤波器 $l(t)$ 褶积，其结果示于图 1(c)。图 1(c)中点画线是真信号记录道，而粗实线是滤波结果。但在有脉冲干扰存在的位置，粗实线波形有明显畸变。这畸变的部分就是混进记录道的脉冲干扰对低通滤波器的低频响应，这就是一维时间域线性滤波所存在的问题。

图 2 展示的是常规二维线性滤波的情况。图 2(a)中的模型道是由三个雷克子波和一个脉冲干扰构成的记录道，对图 2(a)作常规 F-K 滤波后的结果示于图 2(b)。从图 2(b)中看到，雷克子波和脉冲干扰的能量被扩散到了周围的样点上，但扩散前后的总能量并没有变。而对于脉冲干扰来说，向相邻样点和周围道所扩散的能量，正好是二维时空域滤波算子系数。

由图 1 和图 2 可以看出，常规线性滤波只是将噪音能量按滤波算子系数向相邻点及周围道做分配，并没有从根本上把噪音剔除，这是常规线性滤波的缺点。

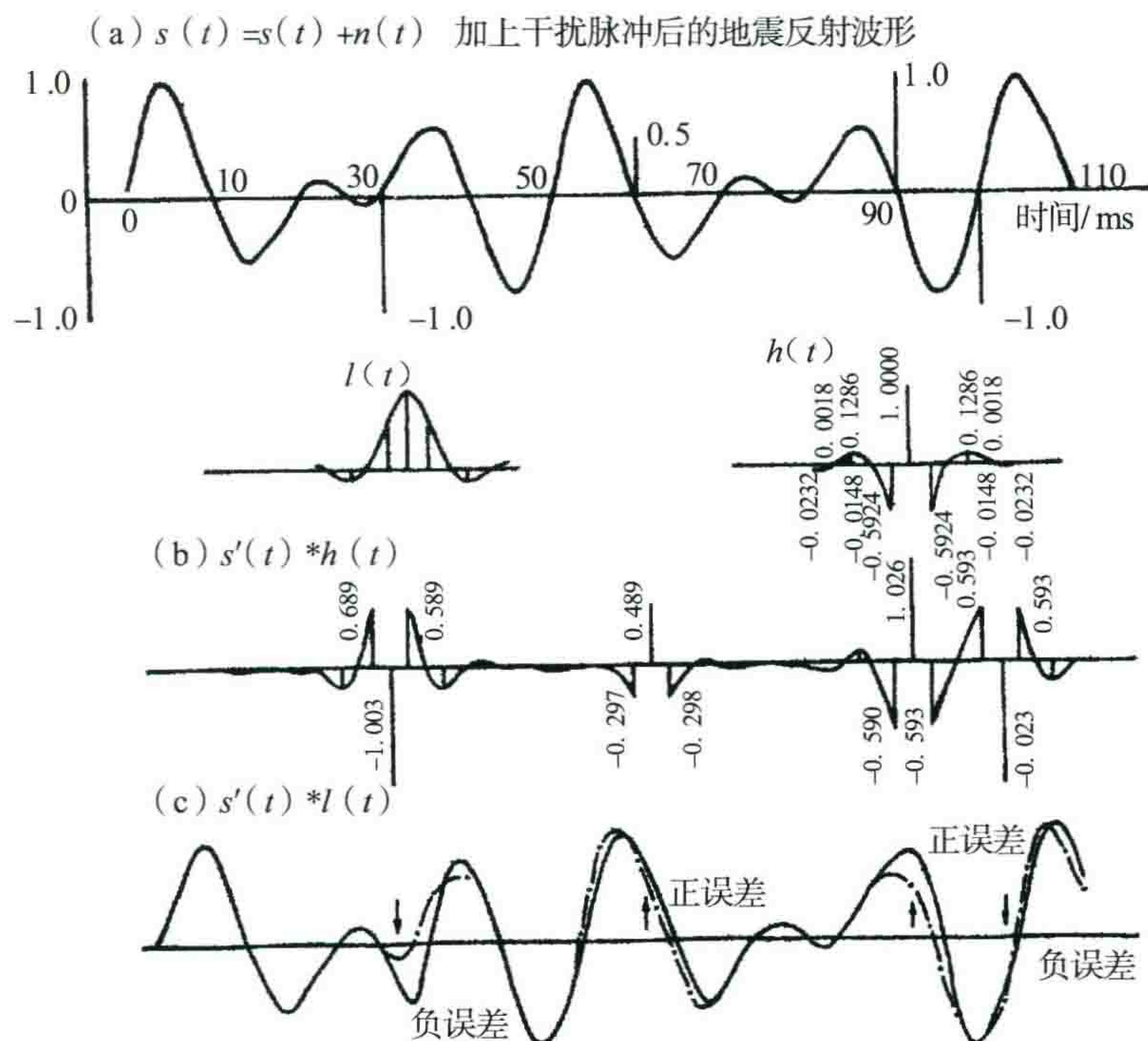


图 1　高通滤波算子和低通滤波算子检测、消除脉冲干扰的能力[1]

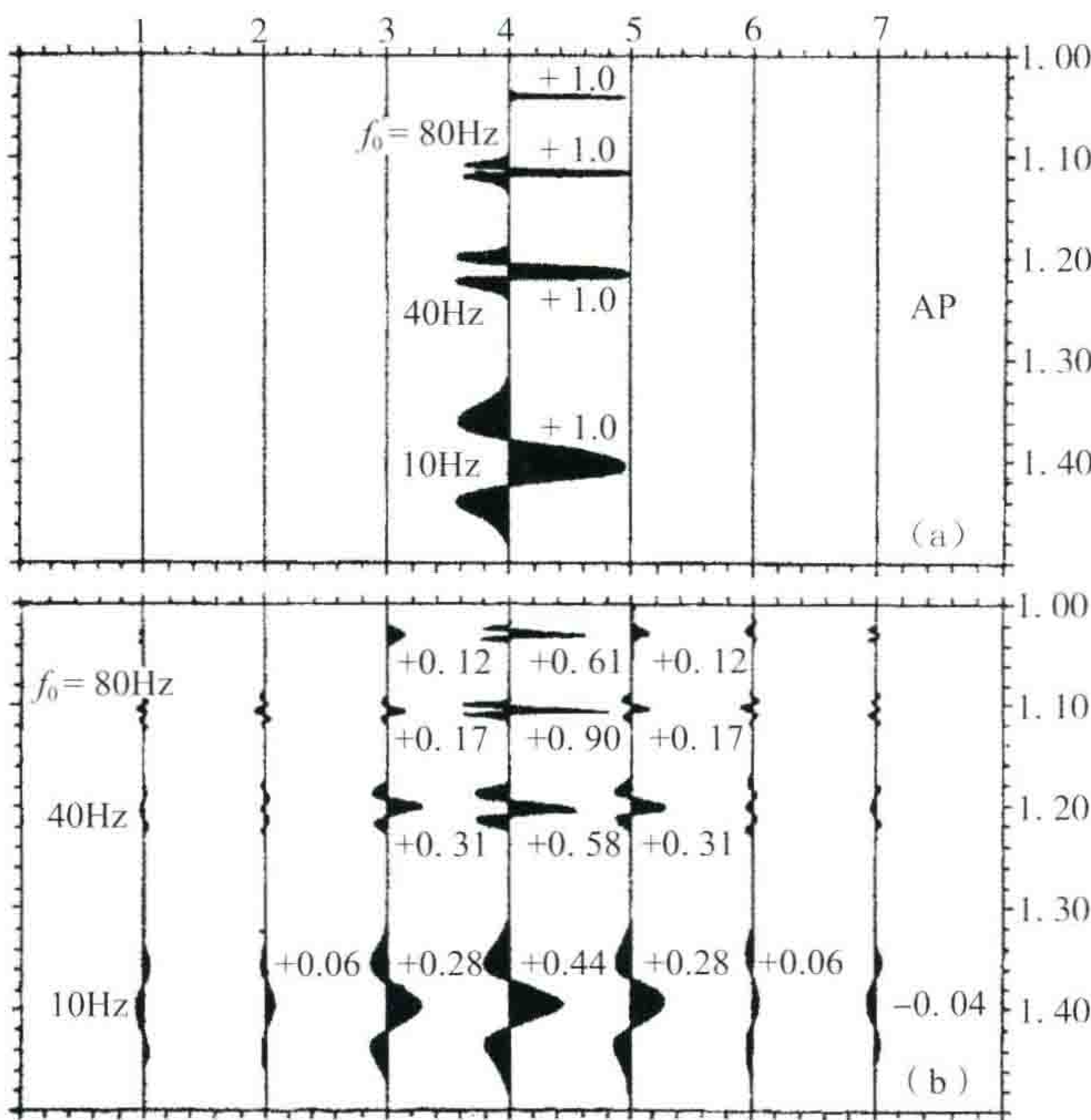


图 2 常规二维滤波的特点[2]

(a) 为模型道;(b) 为(a)作常规 F-K 滤波后的能量分布情况

(二) 噪音剔除法的实现过程

噪音剔除法是用一种新的思路来解决噪音剔除问题的。图 3 展示了该方法在时间域噪音剔除的全过程,图 3(a)是信号加脉冲干扰的记录道 AP(i),图 3(b)是将 AP(i)与高通检噪算子 HF(i)褶积的结果,即

$$\mathrm{BP}(i)=\mathrm{AP}(i)*\mathrm{HF}(i)$$

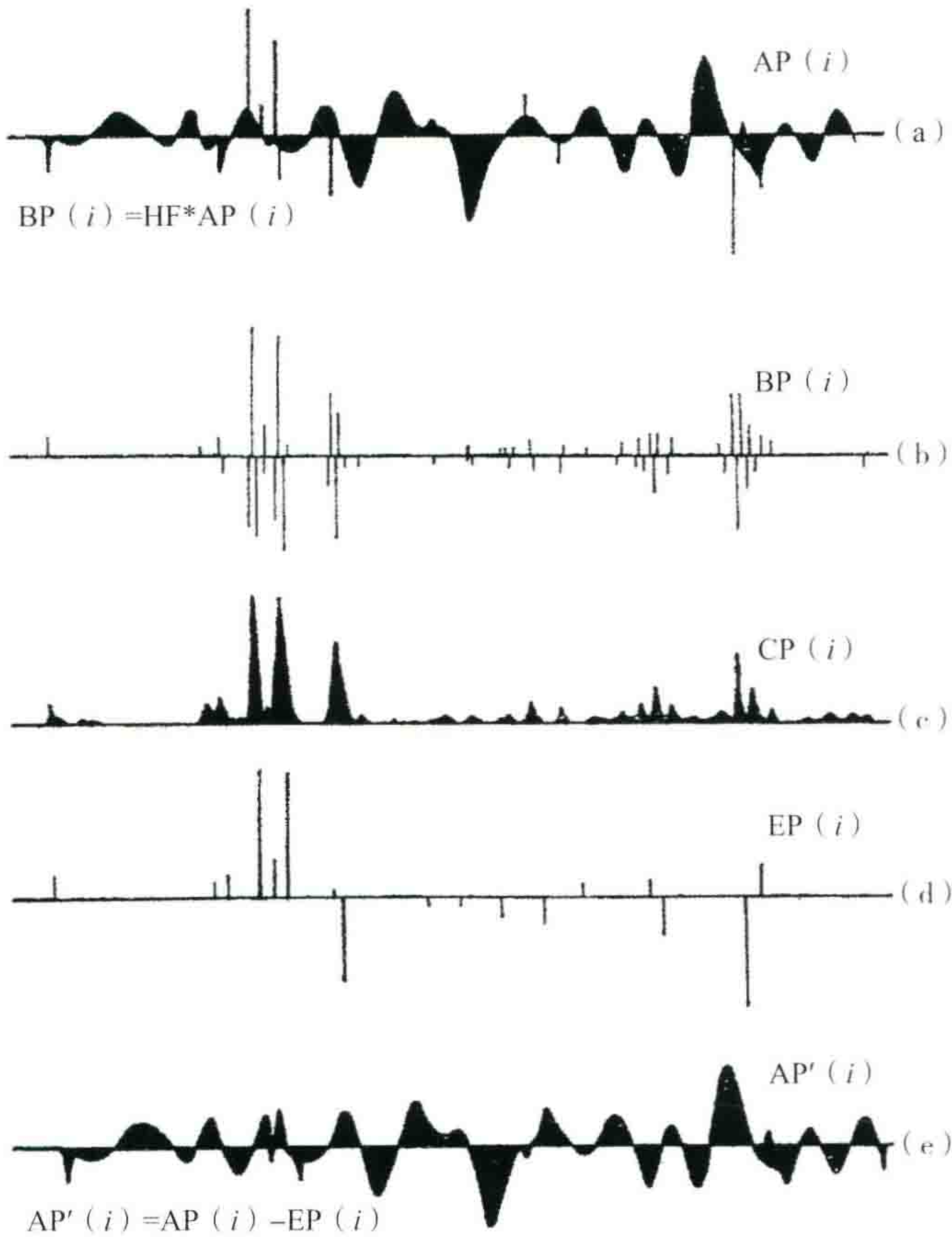


图 3 在时间域剔除噪音的过程[1]

为了从脉冲序列 BP(i)中识别出混进记录道中的脉冲干扰，对图 3(b)中的 BP(i)求绝对值，则得到图 3(c)中的 CP(i)。CP(i)的局部极大所对应的 BP(i)的样值就是我们要寻找的脉冲干扰 EP(i)[图 3(d)]。将 AP(i)减去 EP(i)，就得到了去噪后的记录道 AP′(i)[图 3(e)]。但图 3(e)所展示的去噪后的记录道，仍残留着脉冲干扰，这说明仅做一次去噪，还不能将脉冲干扰彻底地剔除掉。因此，对图 3 所示的去噪过程需要重复多次才能将脉冲干扰彻底剔除。

图 4 是不同迭代次数的去噪结果。图 4 右上部为输入的含有脉冲干扰的记录道 AP(i)和经不同迭代次数的去噪结果，图 4 下部为 AP(i)与检噪算子褶积的结果 BP(i)。从图中可见，AP(i)与 BP(i)具有一一对应的关系，并随着迭代次数的增加，脉冲干扰逐渐被剔除干净。经迭代 9 次得到的去噪结果，已与纯信号道基本一样了。图 4 左上部展示的是用常规低通滤波所得的结果，记录道中还有脉冲干扰的影响，因而与纯信号道有较大差别。另外，从 BP(i)能量变化上也可以看出随着迭代次数的增加，AP(i)中含有的脉冲干扰能量越来越少。

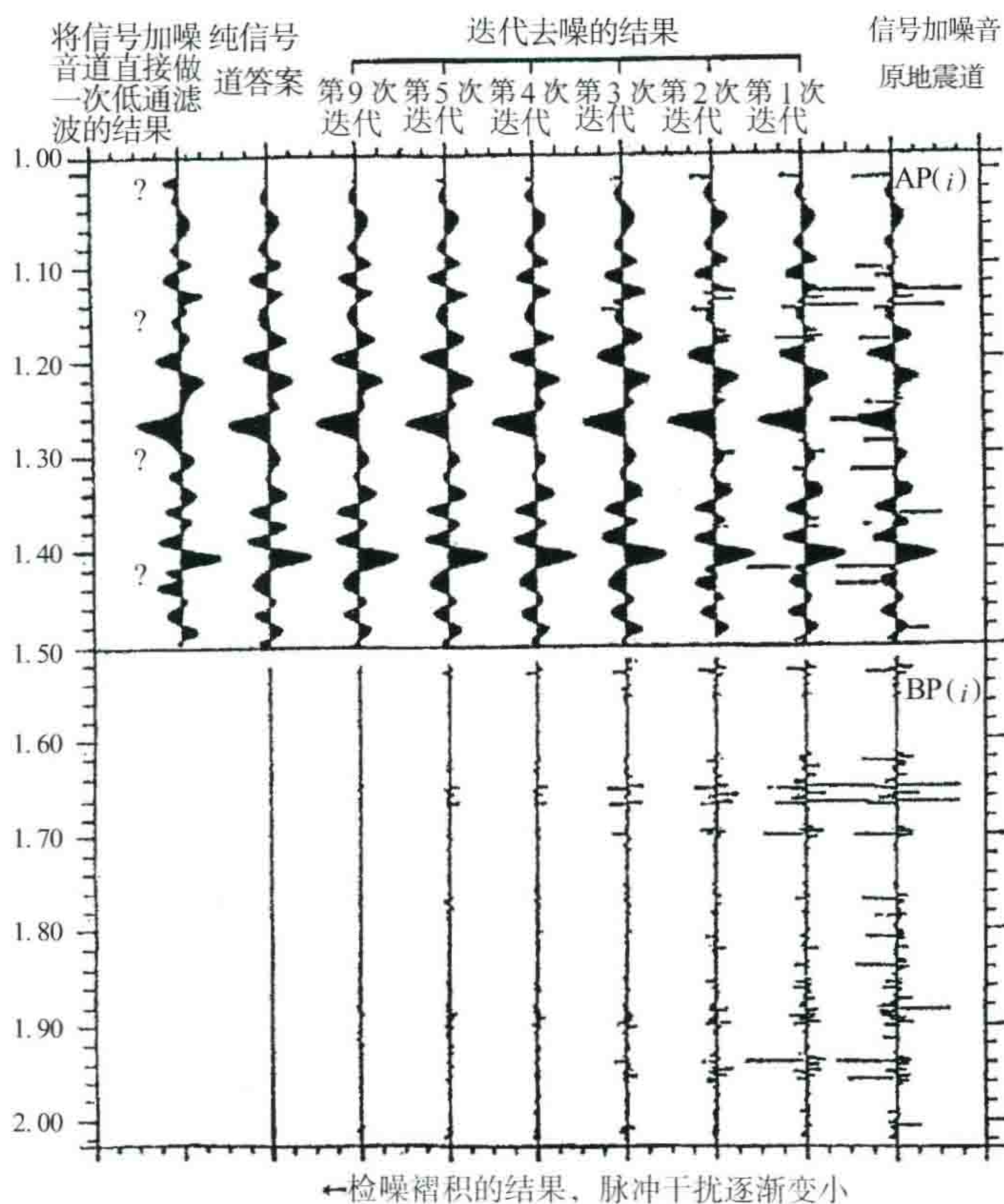


图 4 不同迭代次数的去噪效果比较[1]

（三）高通检噪算子

从上述可知，地震脉冲干扰是用高通检噪算子与地震数据褶积鉴别的，所以决定最佳高通检噪算子是噪音剔除的关键。对如何获得高通检噪算子在文献[1]中已有详细叙述，在此只做简单介绍。

1. 建立低通滤波器(低通内插算子)$l(t)$方程

$$l(t-n\Delta)=\left[\sin\left(\pi\frac{t-n\Delta}{N\Delta}\right)/\pi\frac{t-n\Delta}{N\Delta}\right]\cdot\left[\frac{\sin\pi(f_1+f_2)(t-n\Delta)}{\pi(f_1+f_2)(t-n\Delta)}\right]\cdot\left[2\sin\left(\frac{\pi}{2}(f_2-f_1)(t-n\Delta)\right)/(\pi(f_2-f_1)(t-n\Delta))\right]^2$$

式中，$n=0,\pm1,\pm2,\cdots,\pm N$；$2N+1$ 为滤波因子的长度；Δ 为采样间隔；f_1 和 f_2 分别是低通滤波器高频端斜坡起始频率和截止频率。式中第一因式是理想低通滤波器，第二因式是丹尼尔截尾窗函数，第三因式是镶边函数。

当 $t=\Delta/2$，就是在两个数据的中央位置上内插一个样点值。同理，令 $t=\Delta/5$、$2\Delta/5$、$3\Delta/5$、$4\Delta/5$，则表示在两个数据之间等间隔内插四个样点值。此外，当 $t=0$ 时，称为在节点上做补插，意思是在有干扰的点上，将该点数据作废，用周围的±N 个数据补插出这个节点上的数据来。

2. 将上式计算出的低通内插算子做归一化调整，使低通算子各系数之和接近 1 或等于 1。然后将归一化低通内插算子进行优化，即调整低通内插算子各系数，使其最终达到在内插工作区内，其频率响应接近 1。

3. 将优化的低通内插算子中央节点系数置零，其余点的系数乘 2，则得到了节点补插算子。

4. 将补插算子中央节点置 1，其余系数换一下正负号，就得到了高通检噪算子。表 1 是三种算子的关系比较情况。

表 1　三种算子的关系比较[1]

11 点低通滤波算子	11 点低通节点上的补插算子	11 点高通检噪算子	11 点低通滤波算子	11 点低通节点上的补插算子	11 点高通检噪算子
LF.11	LI.11	HF.11	LF.11	LI.11	HF.11
−0.011	−0.022	+0.022	+0.376	+0.752	−0.752
+0.041	+0.082	−0.082	−0.133	−0.266	+0.266
−0.023	−0.046	+0.046	−0.023	−0.046	+0.046
−0.133	−0.266	+0.266	+0.041	+0.082	−0.082
+0.376	+0.752	−0.752	−0.011	−0.022	+0.022
+0.500	（节点）0.0	+1.000			

（四）五组 11 点高通检噪算子及其频率特性曲线

根据以上介绍的过程，李庆忠得到了五组 11 点高通检噪算子。其算子系数及各组算子去噪能力，特点示于表 2。

表 2　五组 11 点高通检噪算子及去噪能力比较[1]

算子类型及名称	11 点高通检噪算子				
	①	②	③	④	⑤
算子代号	HR.11	HS.11	HE.11	HF.11	HA.11
功能及用途	去噪能力最强，但只能保留低频及低波数信号，可以在倾角十分平缓的情况下使用	去噪能力变好，可以在倾角不大的水平叠加剖面上做去噪工作，在空间域进行	去噪功能尚好，适用于在中等倾角的记录上做去噪工作，比较实用	去噪能力较差，适用于大倾角的情况，也可以做时间域去噪之用	去噪能力最差，但基本上不损害信号，可以用在原始记录时间域去除大干扰脉冲
算子数据	−0.0529	+0.0766	−0.0414	+0.022	−0.0407
	−0.0815	+0.0135	+0.0174	−0.082	+0.1724
	−0.1040	−0.0953	+0.1668	+0.046	−0.4015
	−0.1236	−0.2090	−0.0814	+0.266	+0.6799
	−0.1380	−0.2858	−0.5614	−0.752	−0.9101
	+1.0000	+1.0000	+1.0000	+1.000	+1.0000
	−0.1380	−0.2858	−0.5614	−0.752	−0.9101
	−0.1236	−0.2090	−0.0814	+0.266	+0.6799
	−0.1040	−0.0953	+0.1668	+0.046	−0.4015
	−0.0815	+0.0135	+0.0174	−0.082	+0.1724
	−0.0529	+0.0766	−0.0414	+0.022	−0.0407

注：假设采样率 $\Delta t=2$ ms，道间距 $\Delta x=50$ m。

图 5 是每组高通检噪算子的频率特性曲线。这些频率特性曲线是按照采样间隔 Δt 为 2 ms、道间距 Δx 为 50 m 的假设计算的。如果采样间隔为 4 ms,则所有频率值都除以 2。同理,如果道间距是 25 m,则将波数值都乘以 2 即可。图 6 是五组 11 点检噪算子的形态。图中 HR.11 算子中央主峰突出,两边为较小负值,检噪能力最强。HA.11 算子波形产生振荡现象,检噪能力最弱。

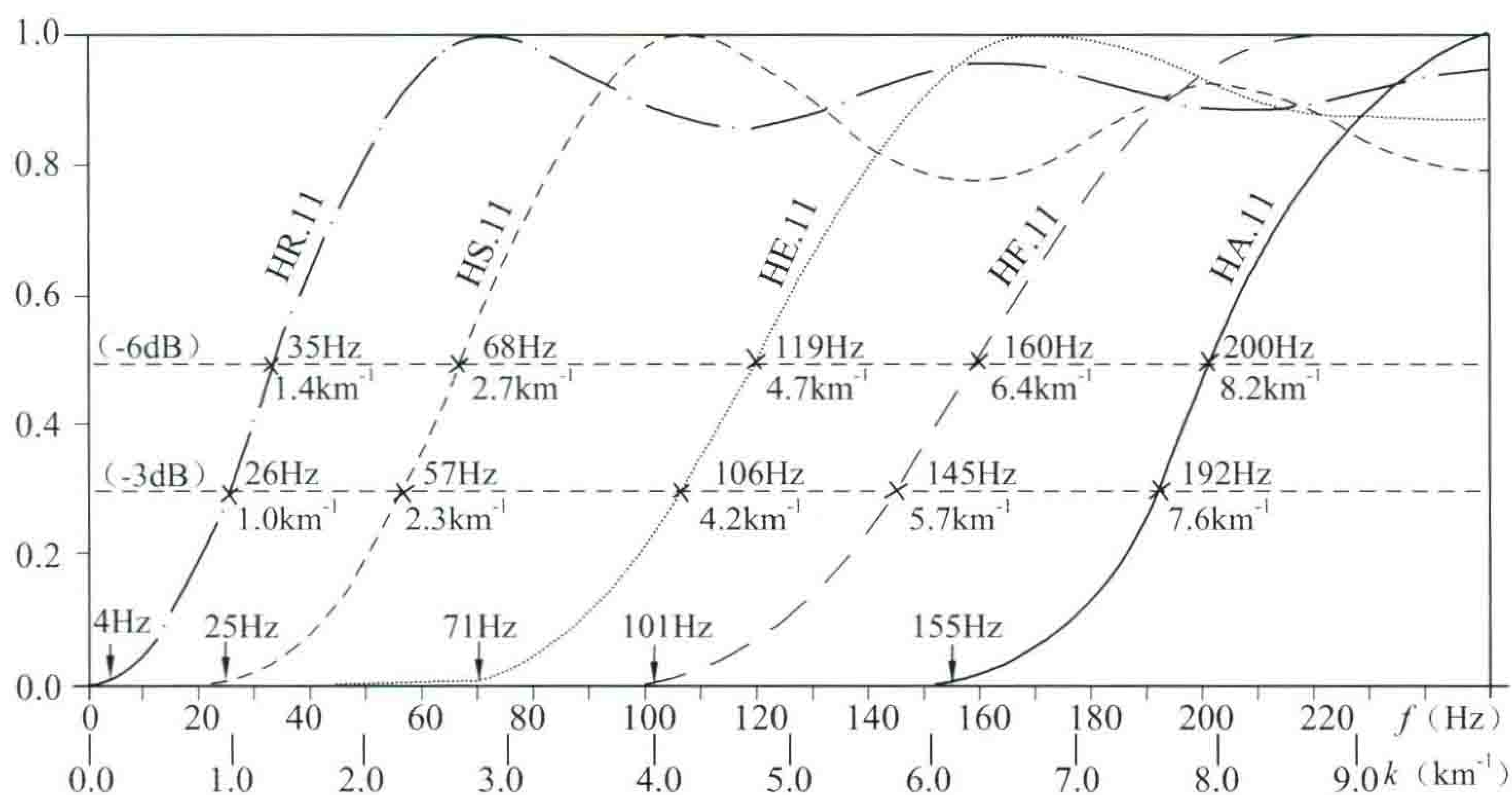


图 5 五组 11 点最佳高通检噪算子特性曲线[1]

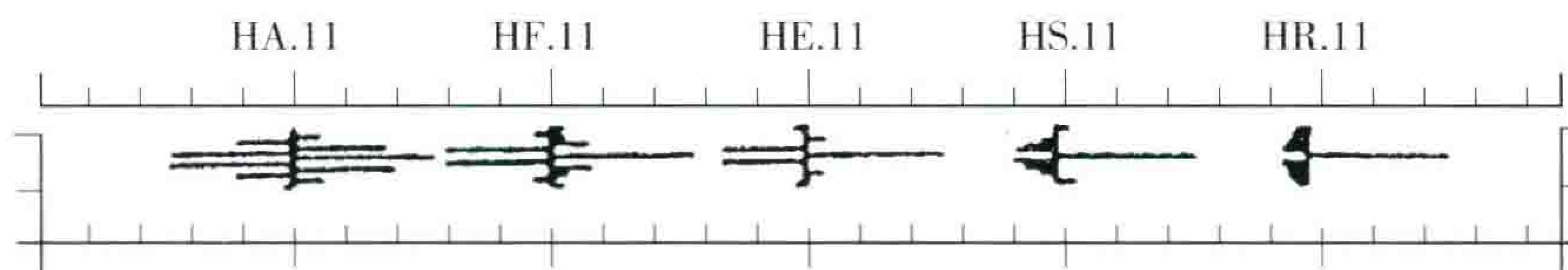


图 6 五组 11 点高通检噪算子的波形比较[1]

(信号定义的通频愈高,算子的主峰值愈不突出,形成振荡)

二、一维空间域噪音剔除的实现

我们根据表 2 给出的五组 11 点高通检噪算子,编制了在时间域滤波的程序 DSPK。该程序以单道处理方式,在时间域对地震数据进行滤波。下面是用理论合成记录对程序 DSPK 的考核情况。

图 7 是理论合成的随机脉冲干扰记录,图 8 是纯信号记录。将图 8 与图 7 的随机脉冲干扰记录相加,其结果如图 9 所示。对图 9 的信号加脉冲干扰的记录用 DSPK 进行滤波,其结果展示在图 10 中。将图 10 与图 8 相比,两者差别甚小,可见 DSPK 的滤波效果是很好的。

上述例子说明,给出的算子对剔除随机噪音是非常有效的。但是,若地震记录上存在线性噪音,则可将按时间顺序(时间域)排列的地震记录(如炮集记录、共反射点道集、共炮检距道集、水平叠加剖面等)按道顺序(空间域)重新采样,记录上的随机干扰波仍为随机干扰,而时间域上的线性干扰在空间域则表现为随机干扰了。这样,就可用同样的算子,将沿时序方向运算改为沿道序方向运算,便可同时剔除随机噪音和线性噪音。

为了将沿时序的一维时间域去噪滤波改成沿道序的一维空间域去噪滤波,我们还编制了程序 SPND。图11(a)是由信号、随机噪音和相干噪音构成的理论合成地震剖面,图 11(b)是用程序 SPND 对其滤波的结果。图中对随机噪音剔除的比较彻底,而且对大于 120 ms/24 道斜差的相干噪音剔除效果也较好。

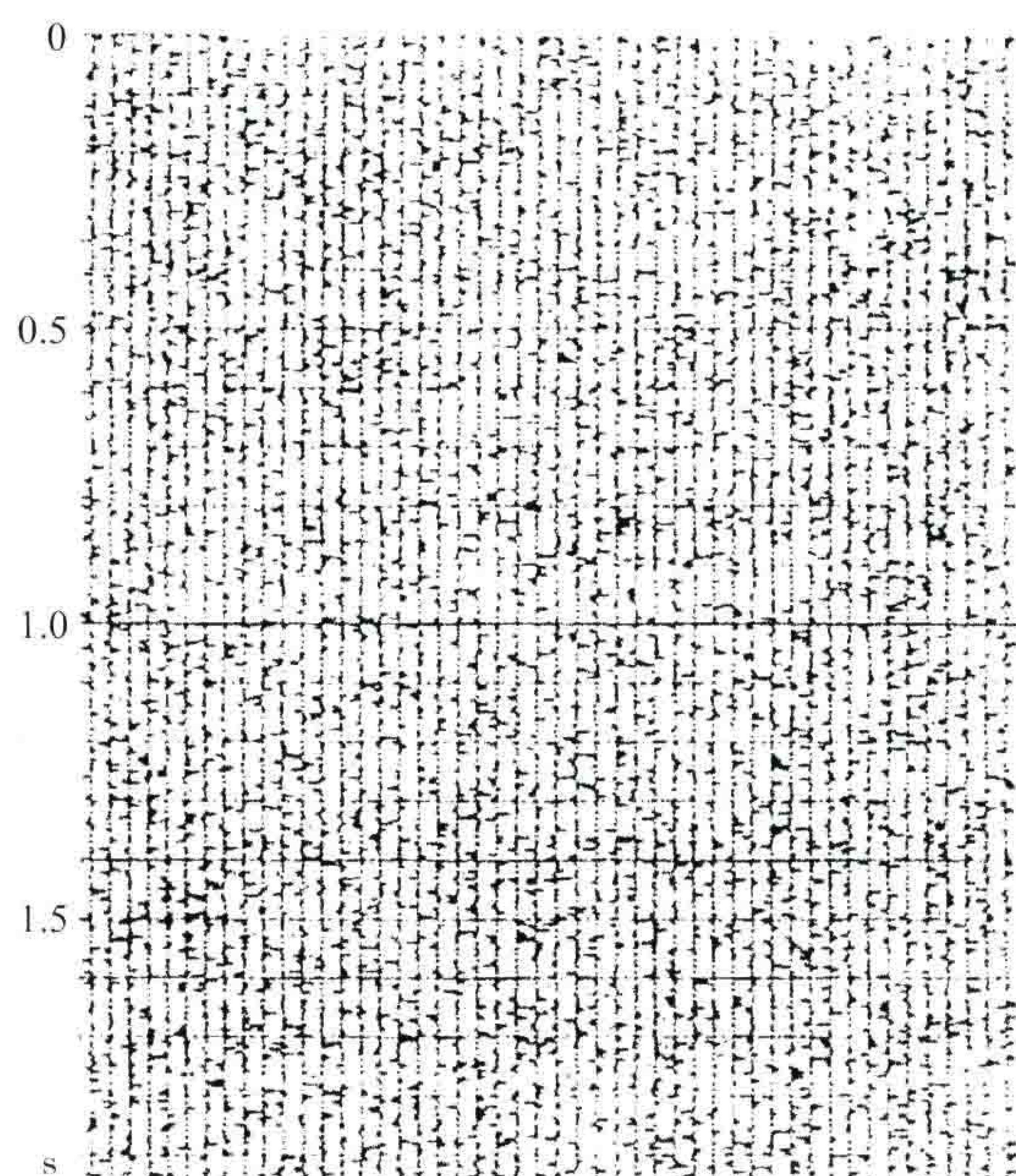


图 7　用理论合成的随机脉冲干扰记录

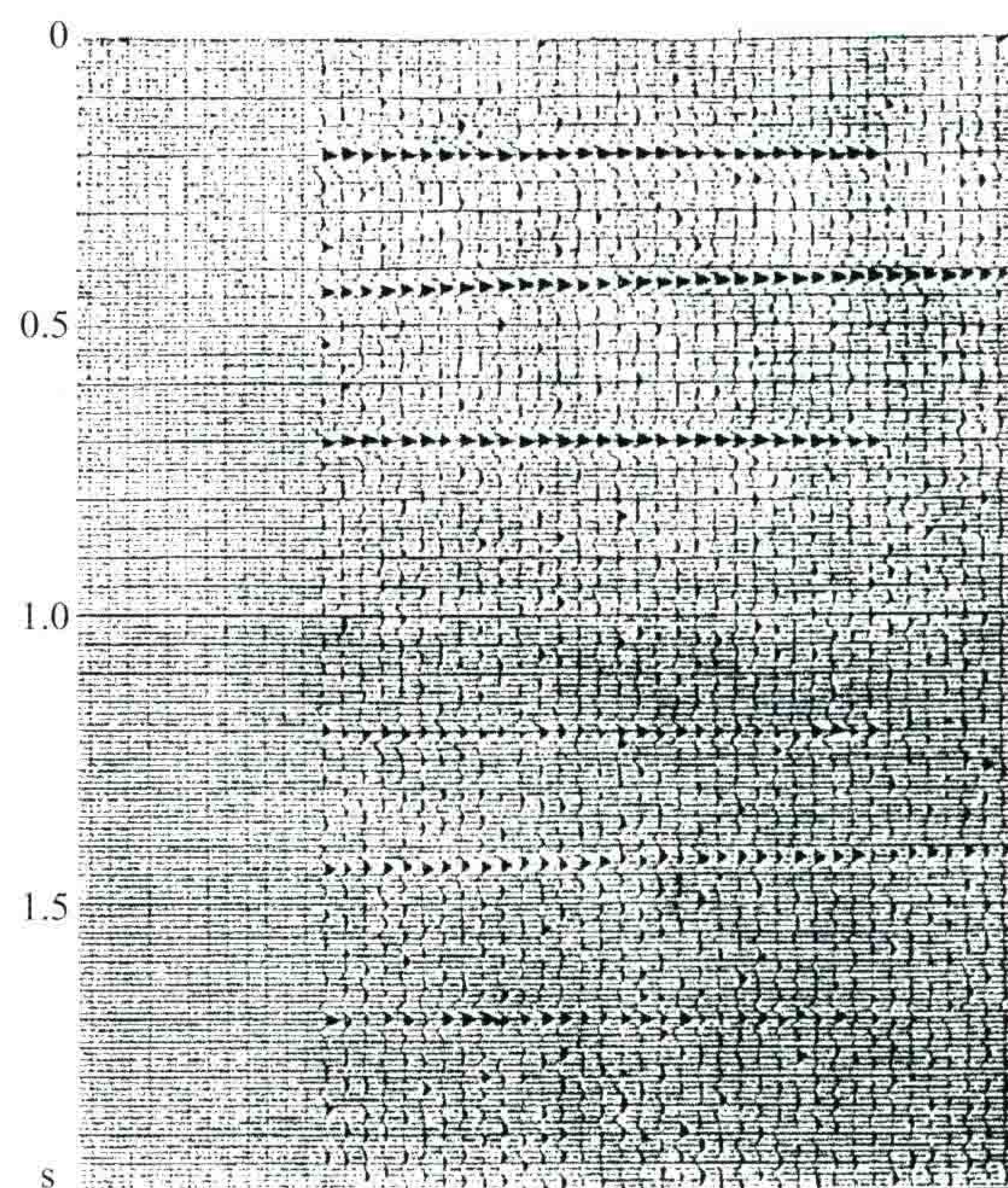


图 8　纯信号记录

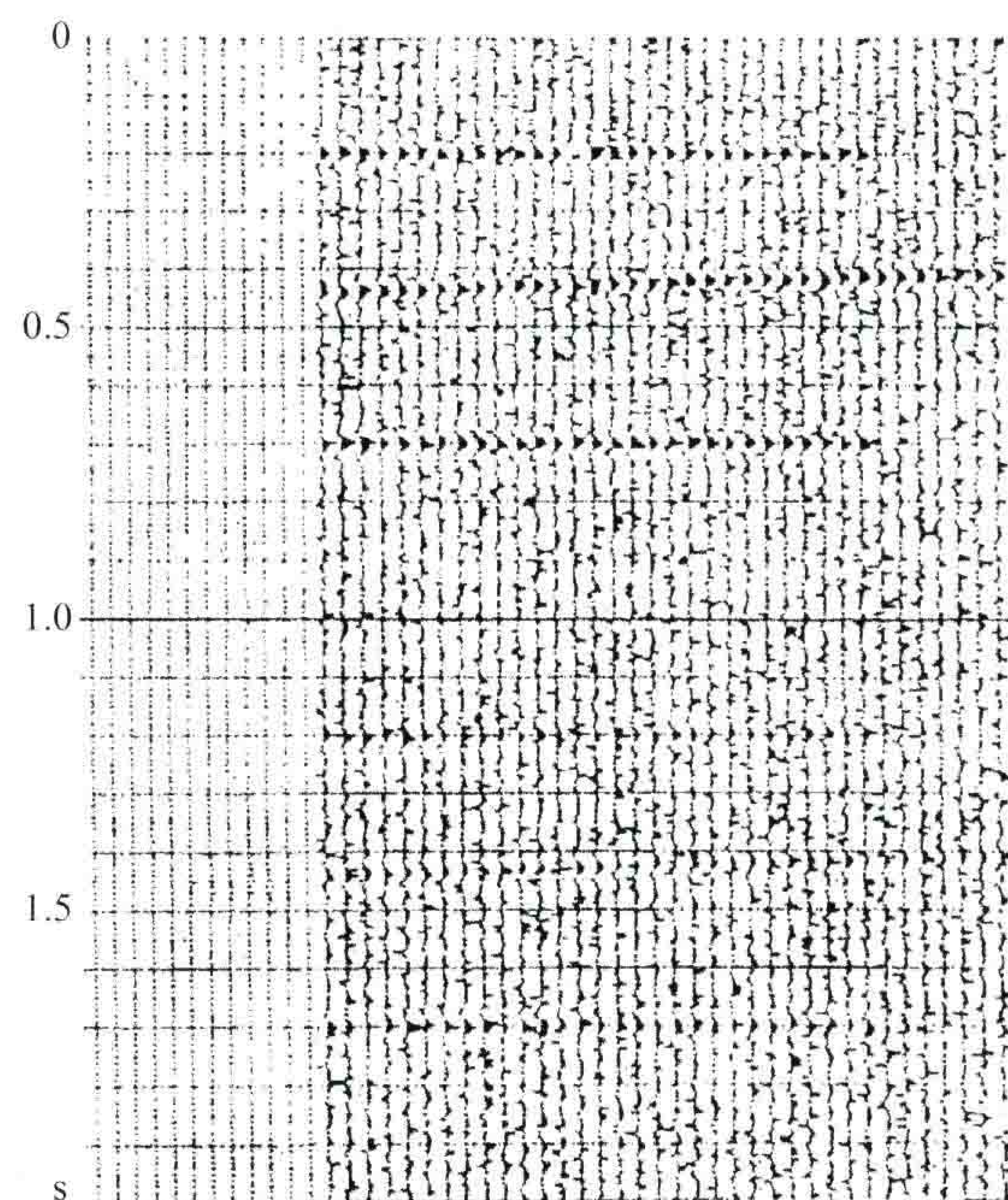


图 9　纯信号加随机噪音后的记录

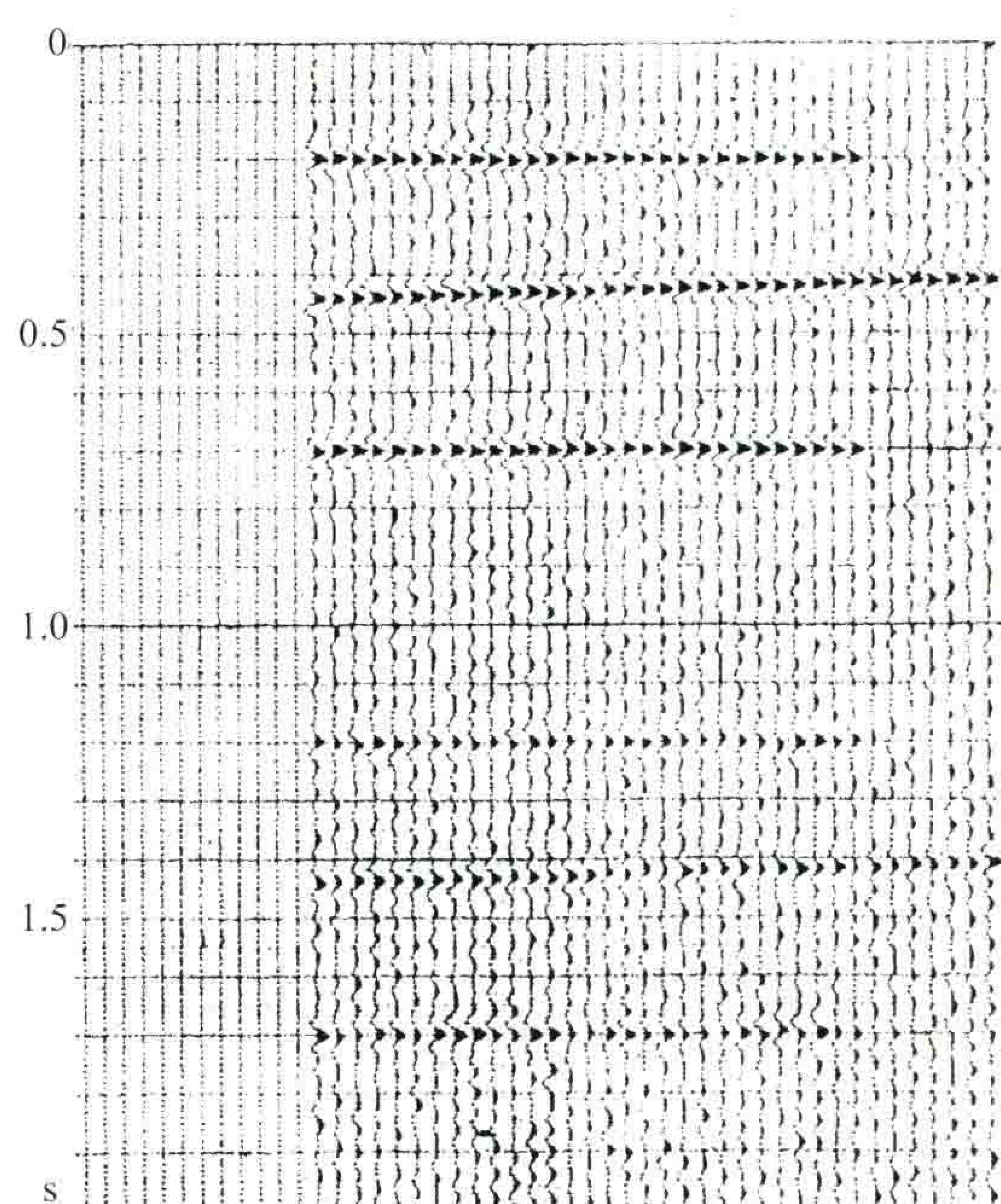


图 10　图 9 经 DSPK 滤波后的记录

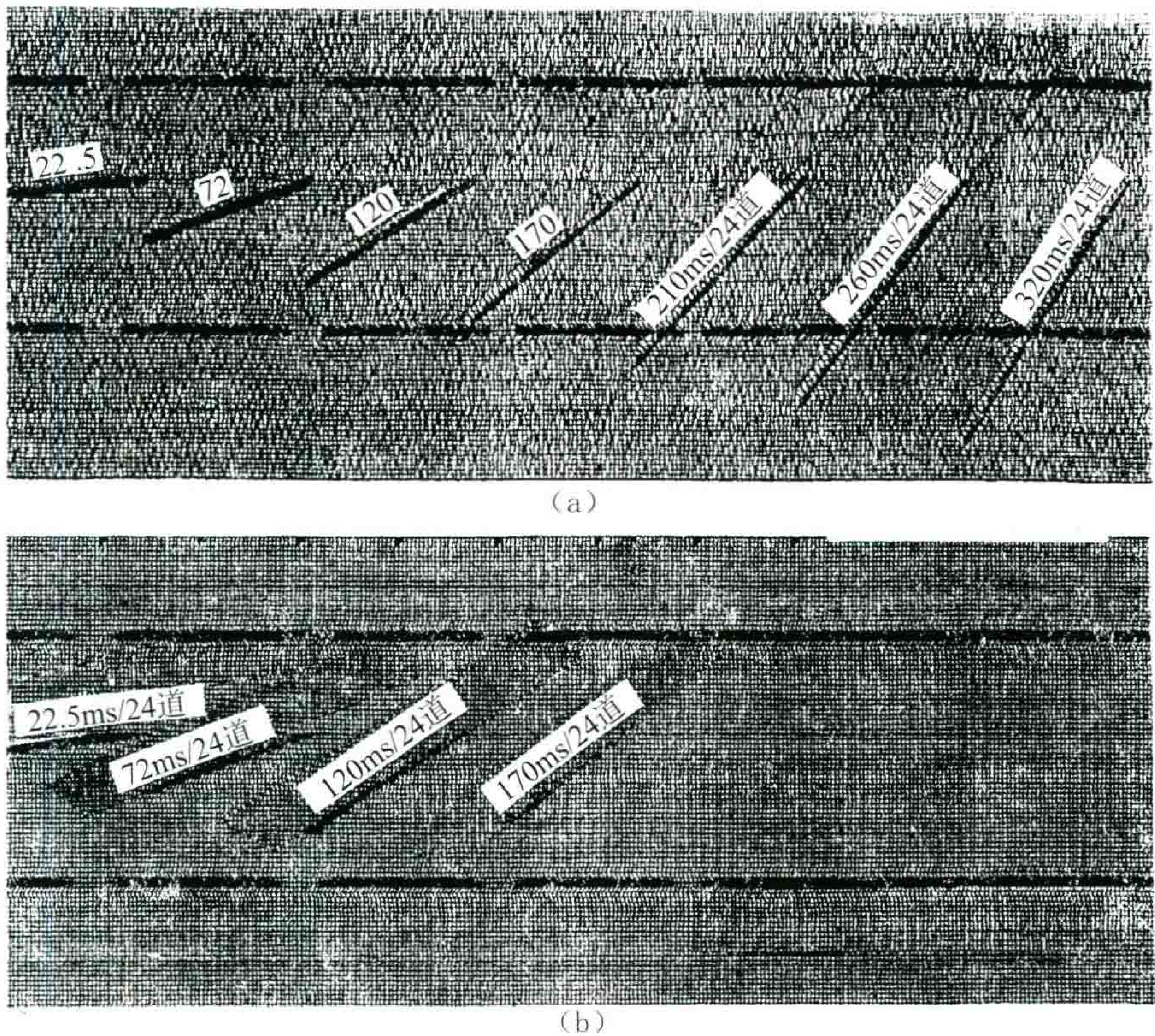


图 11　程序 SPND 的去噪效果

(a)为理论合成剖面;(b)为经 SPND 去噪后的剖面

三、SPND 程序的应用效果

(一) 时效分析

目前常用的去噪方法很多,但大部分都是在叠后进行的。例如西方地球物理公司目前采用的 *F-K* 域随机噪音衰减(RNA)法和时间域径向预测滤波法(RPF)都是在叠后去噪,其去噪效果很好,但时效较低。而噪音剔除法(SPND)的时效和去噪效果远高于前述的两种方法,很适合用于叠前去噪,同时对中小型计算机也比较适合。表 3 列出了这几种方法所用 CPU 时间的比较。

表 3　一维空间域去噪(SPND)与其他去噪方法效率对比

方法名称	CPU 时间	倍　数	备　注
SPND	0.17	1.0	对各种干扰都有效
RNA	1.38	8.1	能彻底消除随机噪音,不能去掉线性噪音
RPF	2.59	15.2	去噪功能较好,但花费机时较多

叠后处理:406 个 CDP,8 s 长记录,4 ms 采样

(二) 应用效果

图 12 是塔里木盆地大沙漠中的一条信噪比很低的地震剖面(D87601)。该剖面在处理过程中虽然在炮集记录上做了动校正组合(BEAM),反褶积后做了自动剩余静校正(MISER),在最终水平叠加剖面后又做了滤波和增益处理,但剖面上随机干扰和视速度很低的线性干扰仍很严重,使有效波同相轴隐隐约约、断断续续,无法进行地震地质资料解释。

图 13 是用程序 SPND 对图 12 剖面进行处理，然后做滤波和增益(参数同图 12)处理的结果。从图 13 可见，在图 12 中凡是有同相轴影子的地方，在图 13 中相应部位都出现了可靠、连续、清晰的同相轴。

图 12 剖面用 RNA 和 RPF 法去噪(滤波和增益参数与图 12 相同)的结果分别显示在图 14 和图 15 中。

在图 14 中，随机噪音被彻底清除，但线性干扰不但没受到压制，而且被加强了，同相轴被分割得很零乱，甚至见不到了。在做 RNA 之后一般还要做一次压制线性干扰的处理，但是会增加用机时间和带来一些不良作用，所以在有较强线性干扰的测线上用 RNA 去噪往往不够理想。图 15 中去噪效果很好，但 RPE 法的用机时间比上述两种方法明显增多。

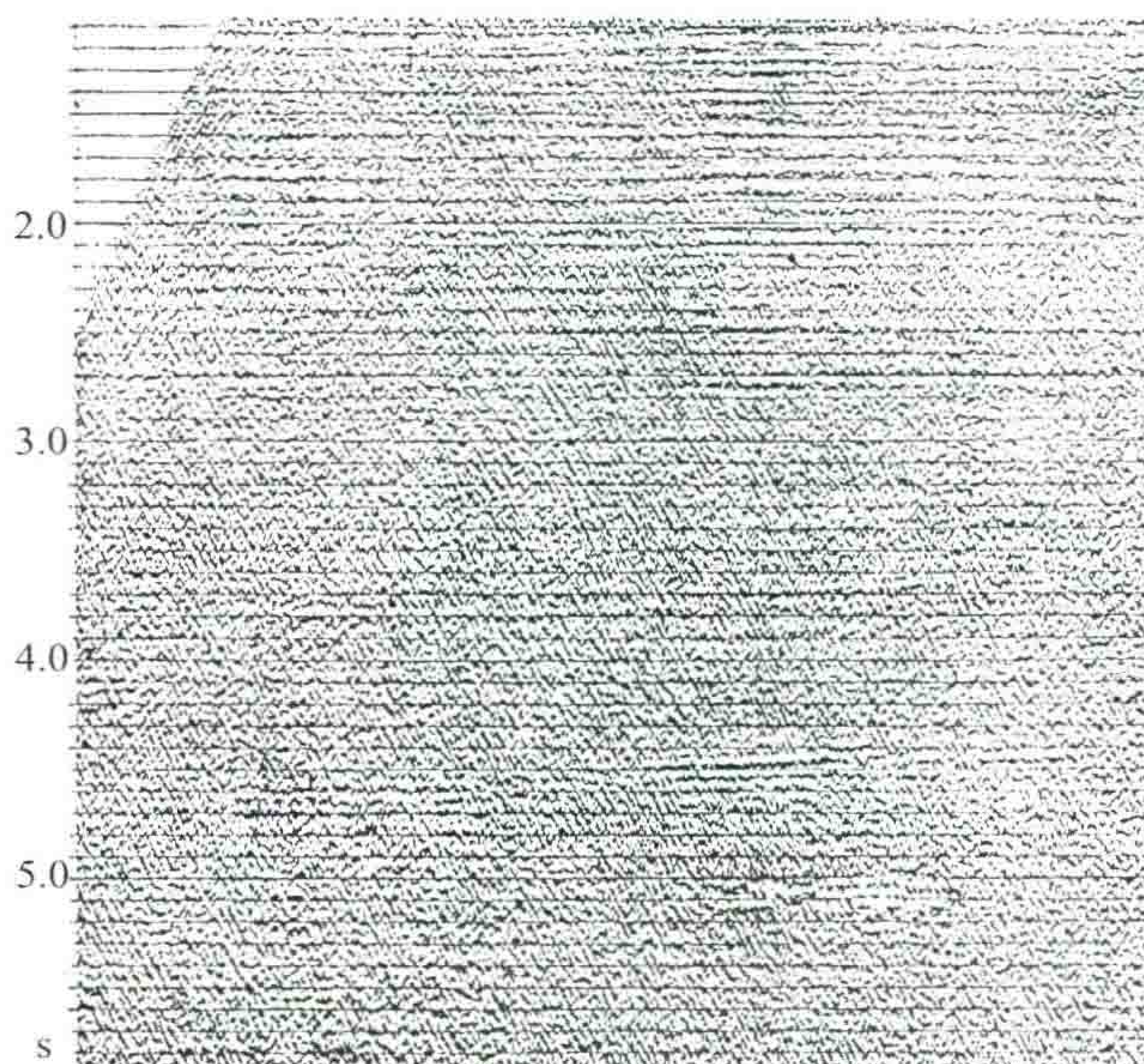


图 12 新疆 D87601 测线的部分水平叠加剖面

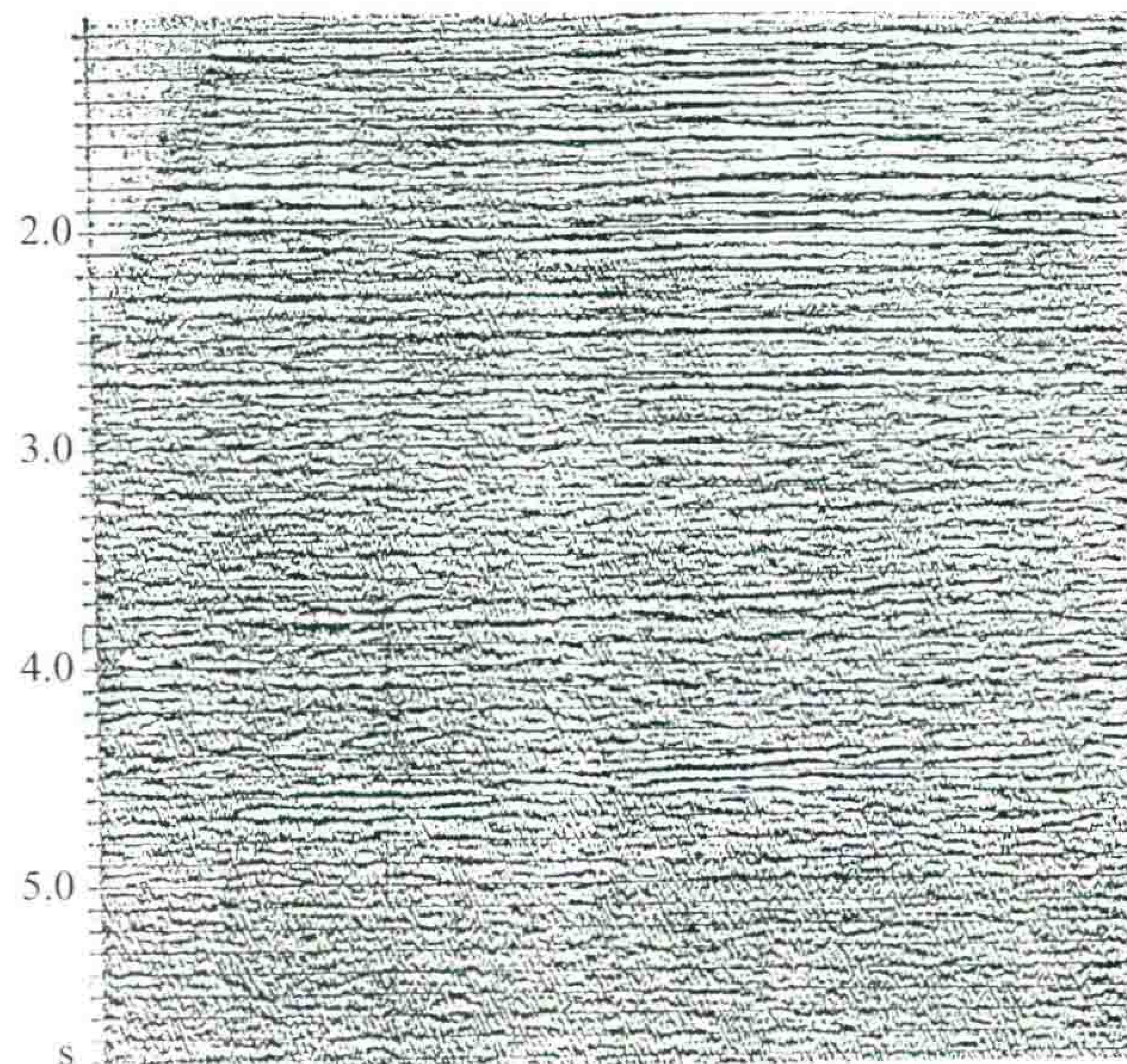


图 13 图 12 的剖面用 SPND 去噪后的结果

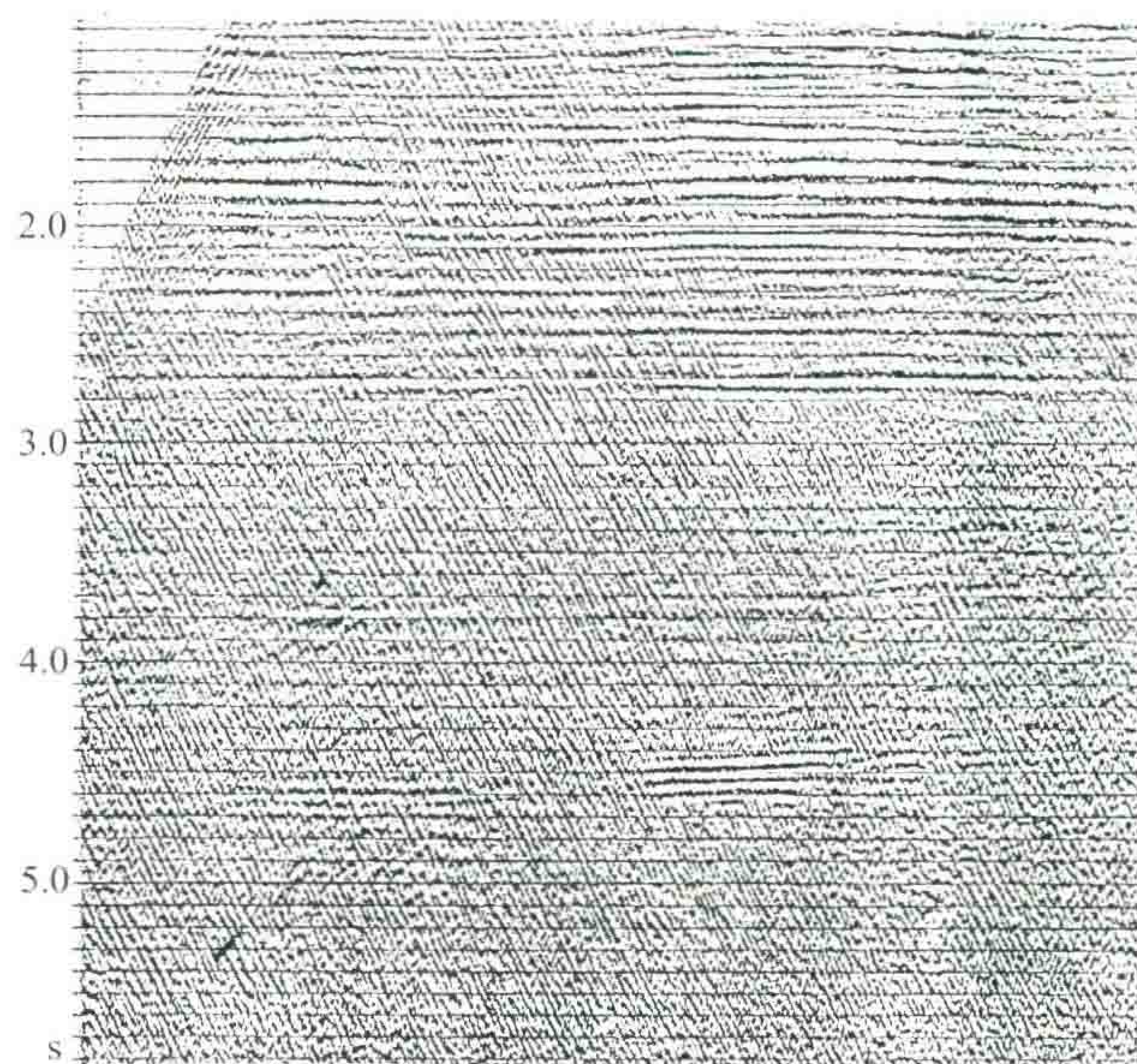


图 14 图 12 的剖面用 RNA 去噪后的结果

图 12 相应区段的叠前共炮检距剖面，用程序 SPND 去噪(滤波和增益参数同图 12)后的水平叠加剖面示于图 16。图 16 的剖面质量明显好于图 12 的剖面质量，其中深层尤为显著。

图 16 的水平叠加剖面用 RPF 进一步去噪(滤波和增益参数同图 12)后的结果示于图 17。其剖面的信噪比和同相轴的连续性及剖面背景比图 16 好，而且也高于图 13、图 14、图 15 的剖面质量。

图 18 是东北地区某三维区块的一条水平叠加剖面。剖面的信噪比低，同相轴连续性差，振幅不够均匀。图 19 是图 18 的剖面用 SPND 处理的结果，其信噪比和同相轴连续性都得到了改善。将图 18 和图 19

分别做偏移处理，其结果示于图 20 和图 21 中。从图中可以看出，图 20 的剖面上有明显的画弧现象，这是由于去噪前的水平叠加剖面振幅不均匀所致，而图 21 的剖面则无明显画弧现象，因为图 19 用 SPND 做了去噪处理。这说明，在水平叠加剖面的信噪比较低、振幅不均匀时，采用叠偏前做去噪处理，有助于克服叠偏画弧现象。

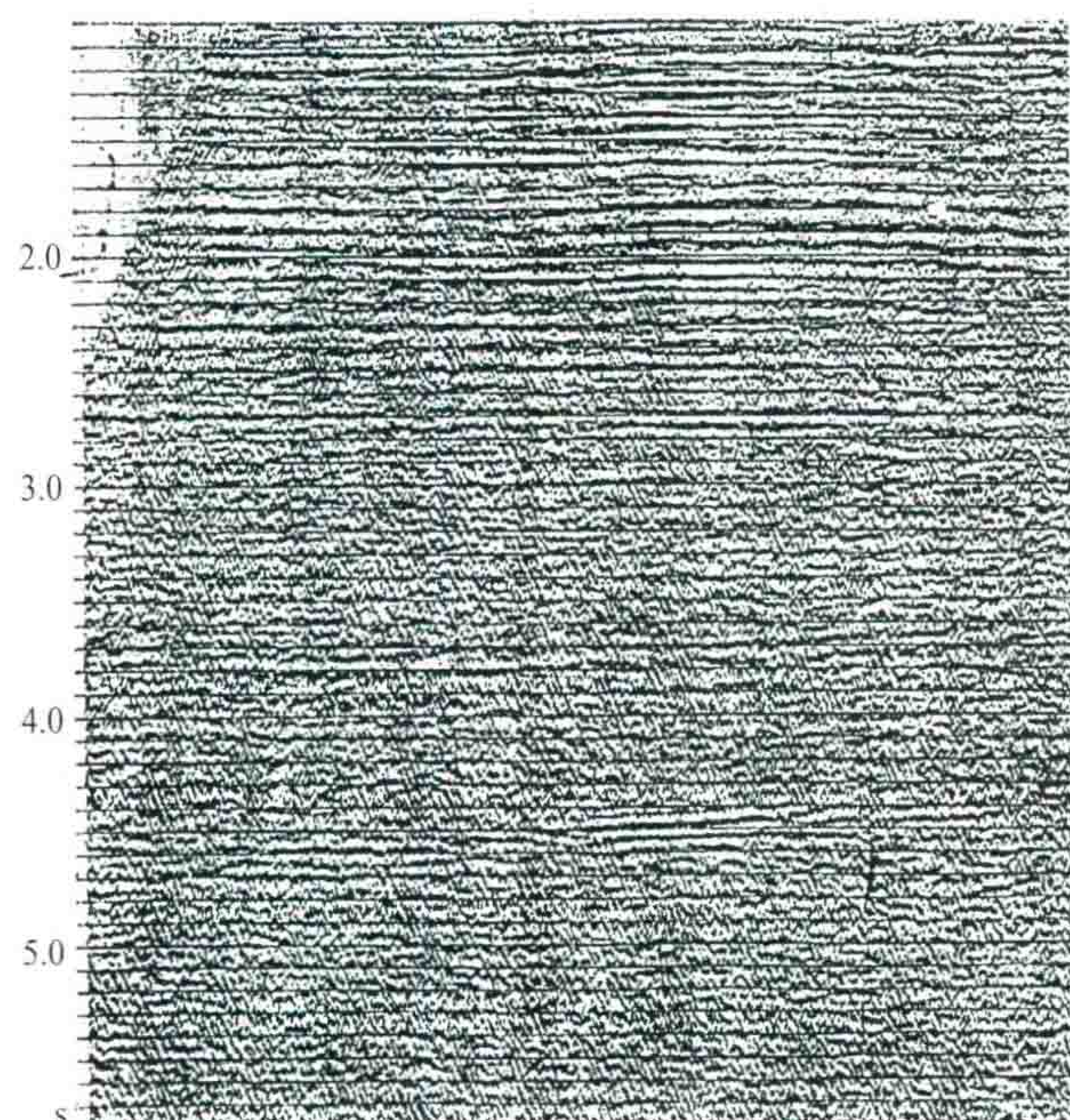


图 15　图 12 的剖面用 RPF 去噪后的结果

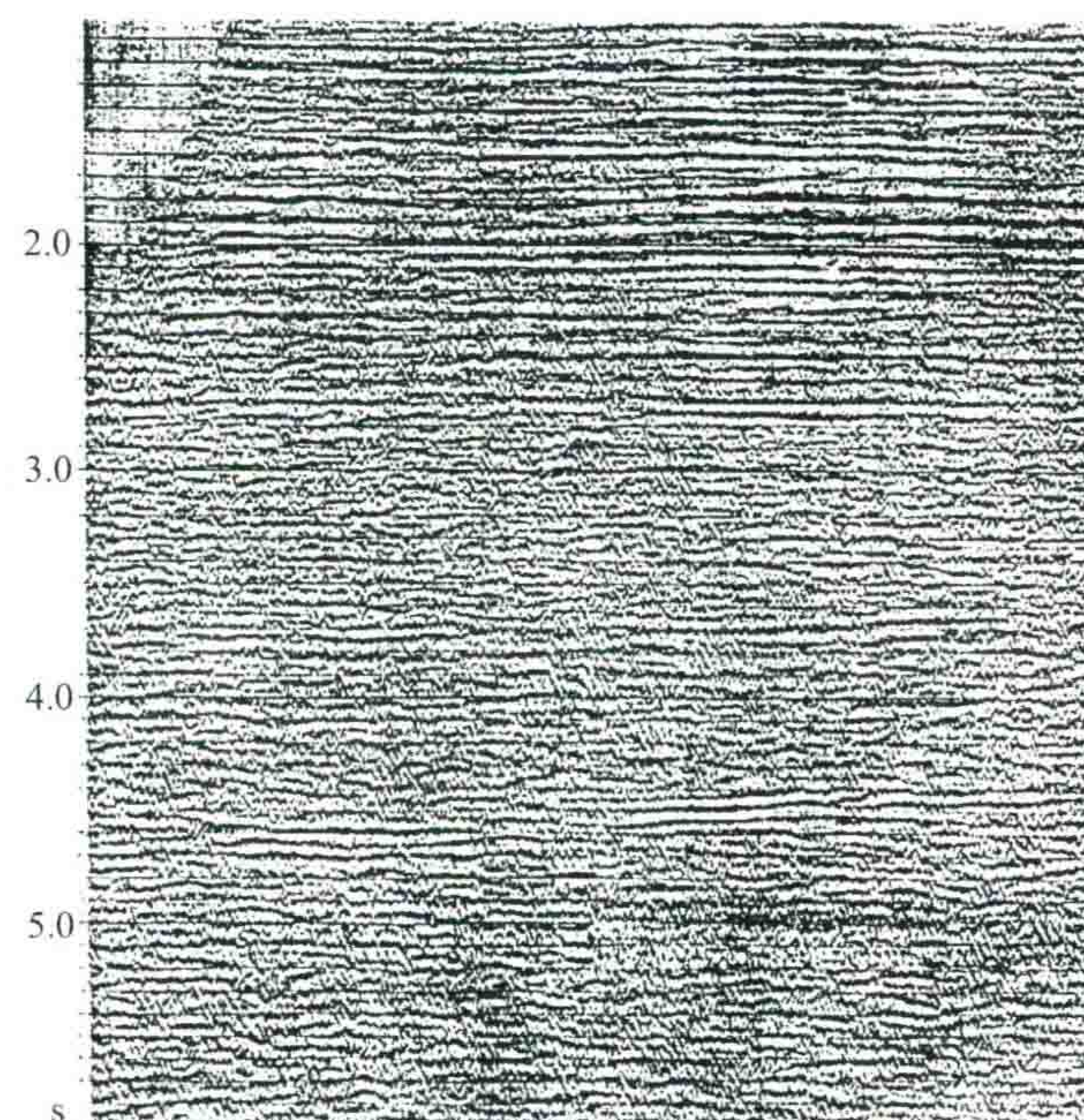


图 16　图 12 相应区段的叠前共炮检距剖面用 SPND 去噪后的水平叠加剖面

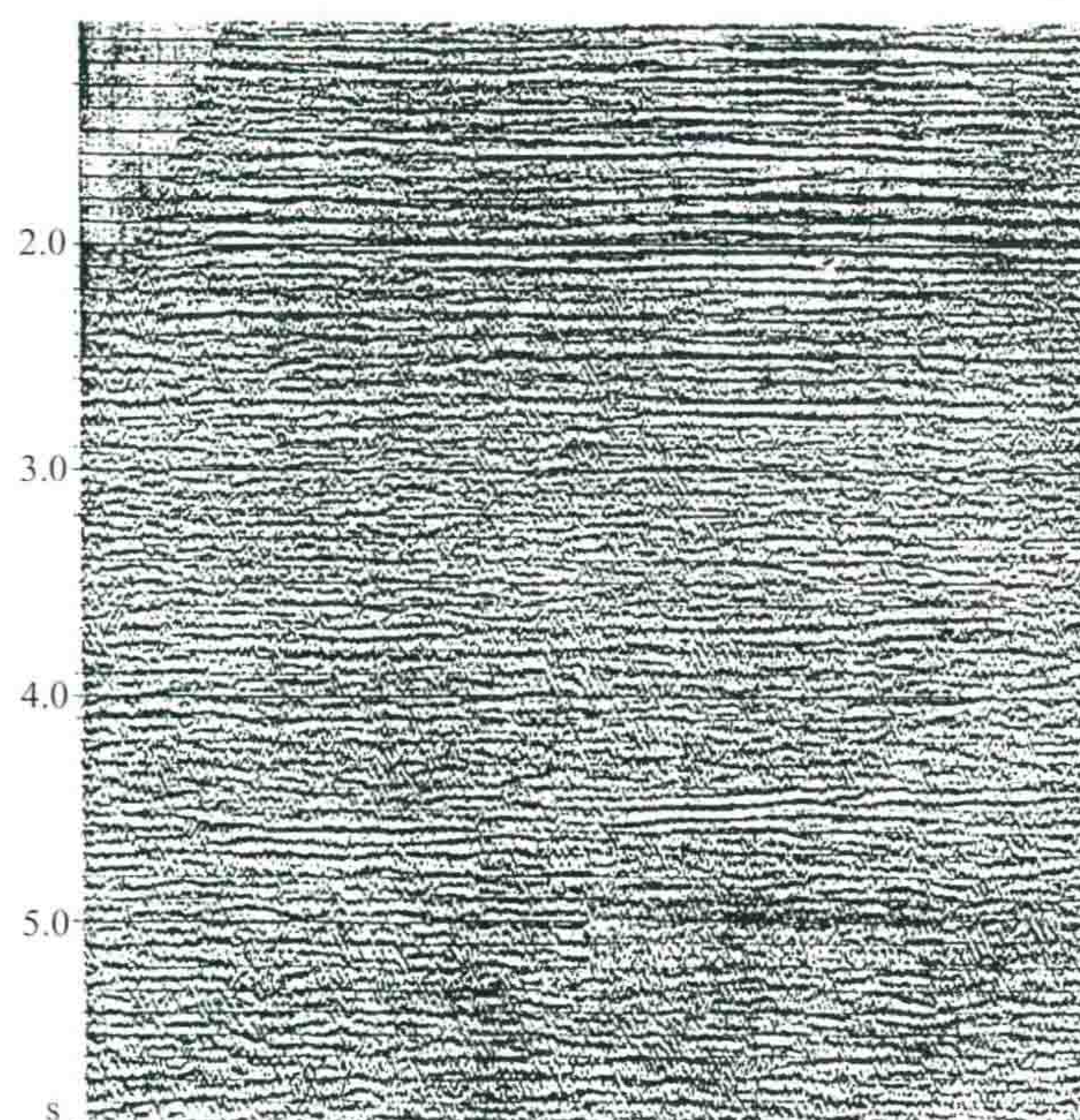


图 17　图 16 的剖面用 RPF 进一步去噪后的结果

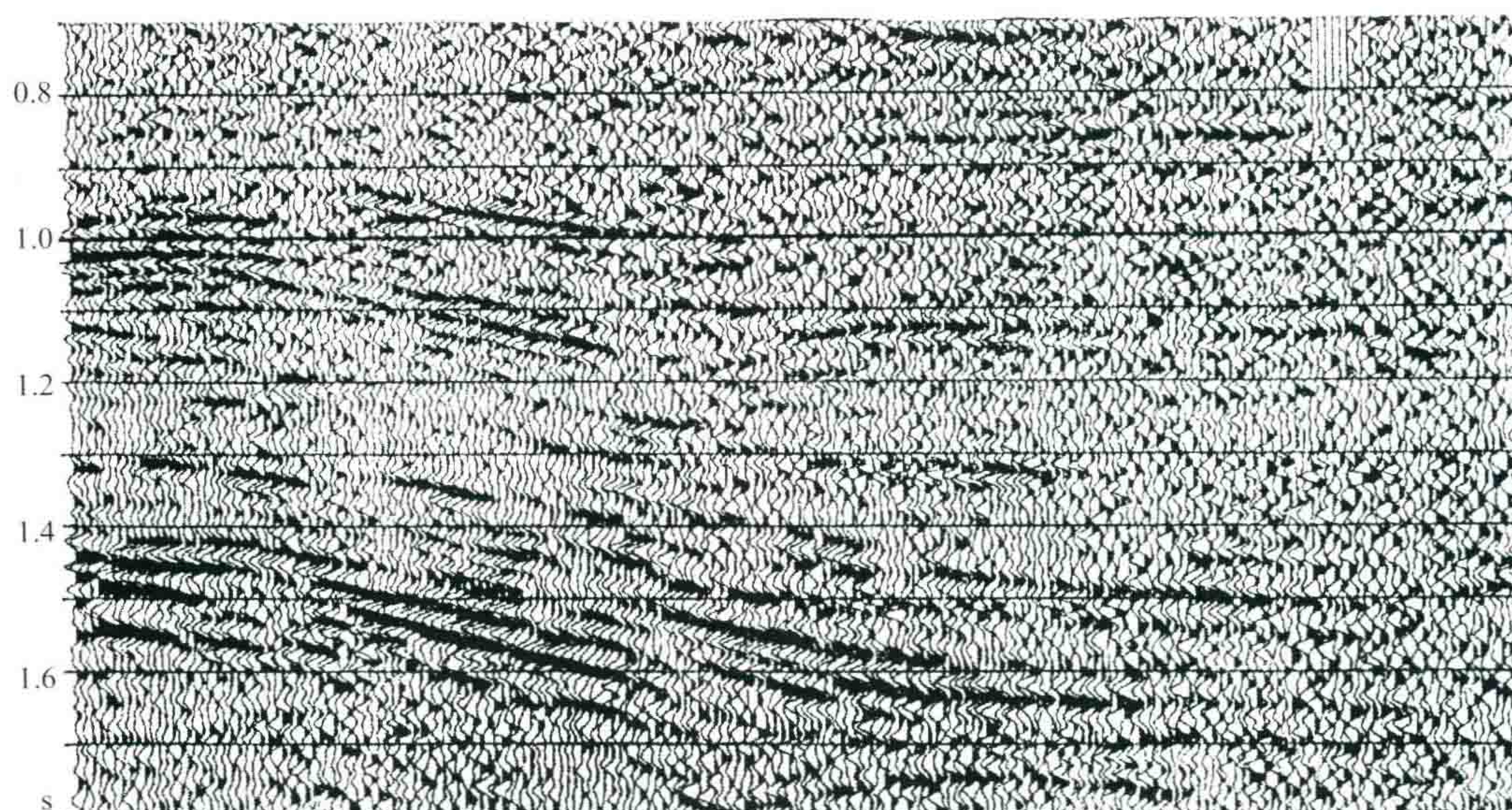


图 18 某三维区块的一条水平叠加地震剖面

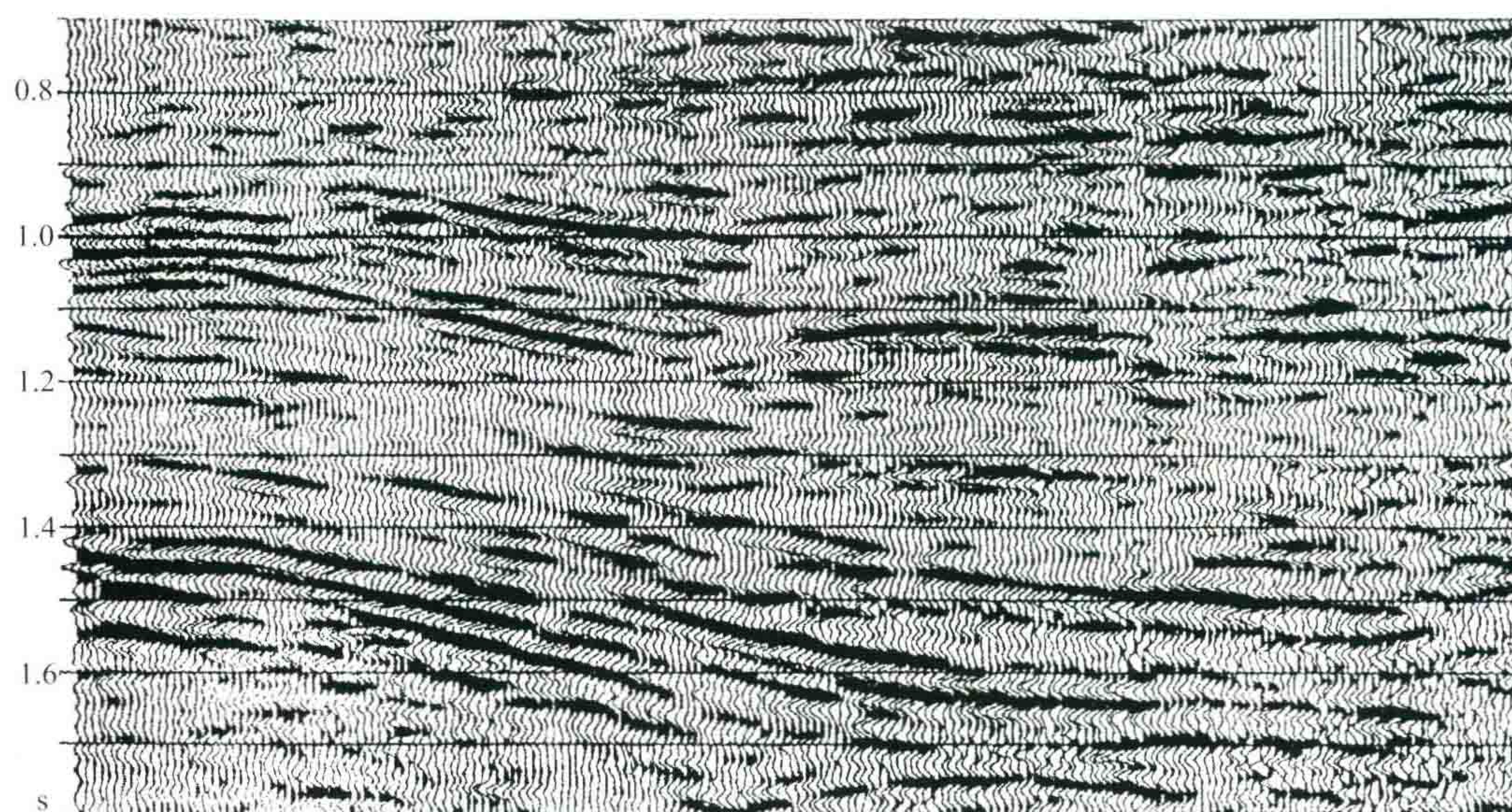


图 19 图 18 剖面用 SPND 处理后的结果

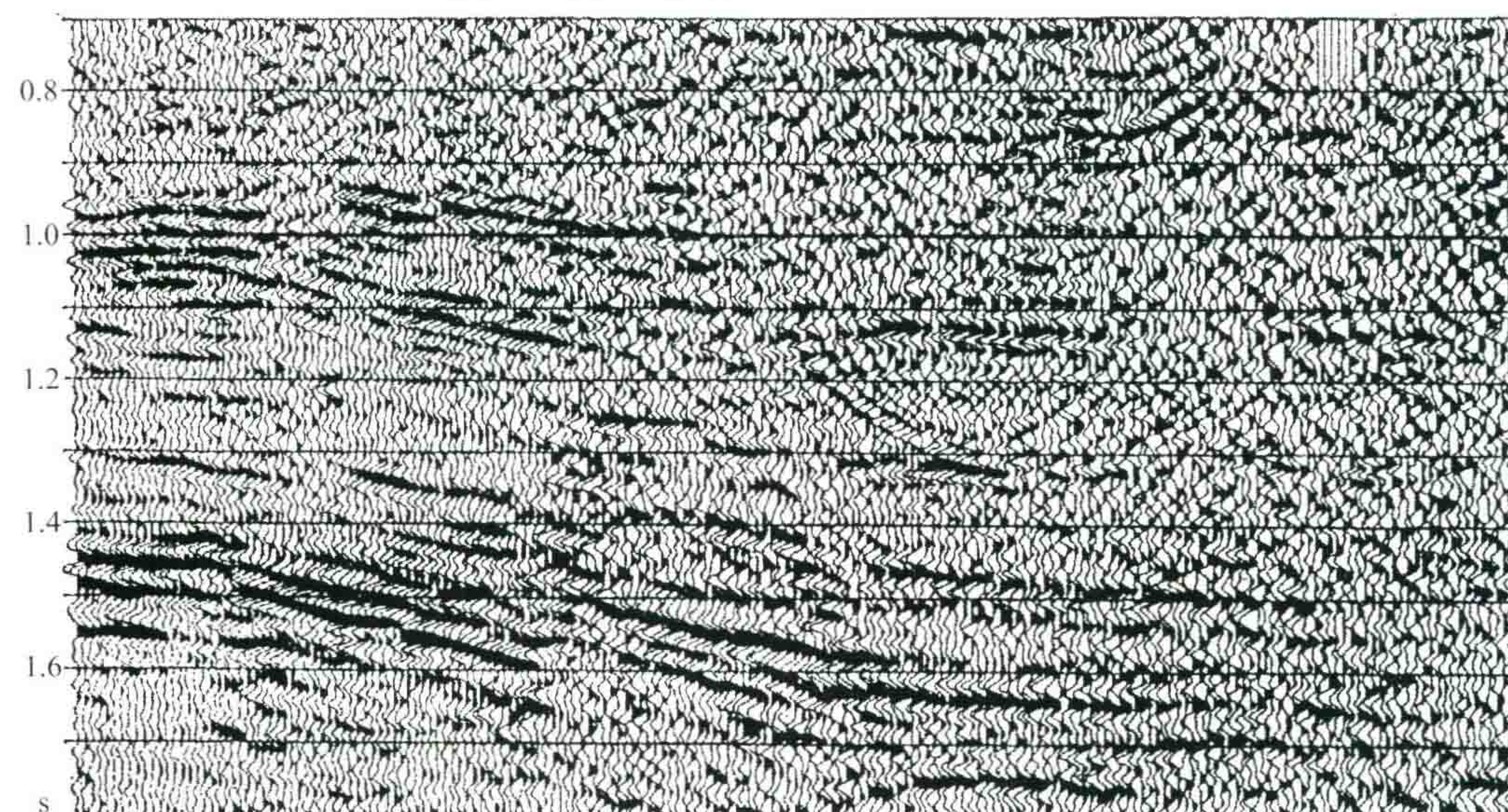


图 20 图 18 剖面做叠加偏移后的结果

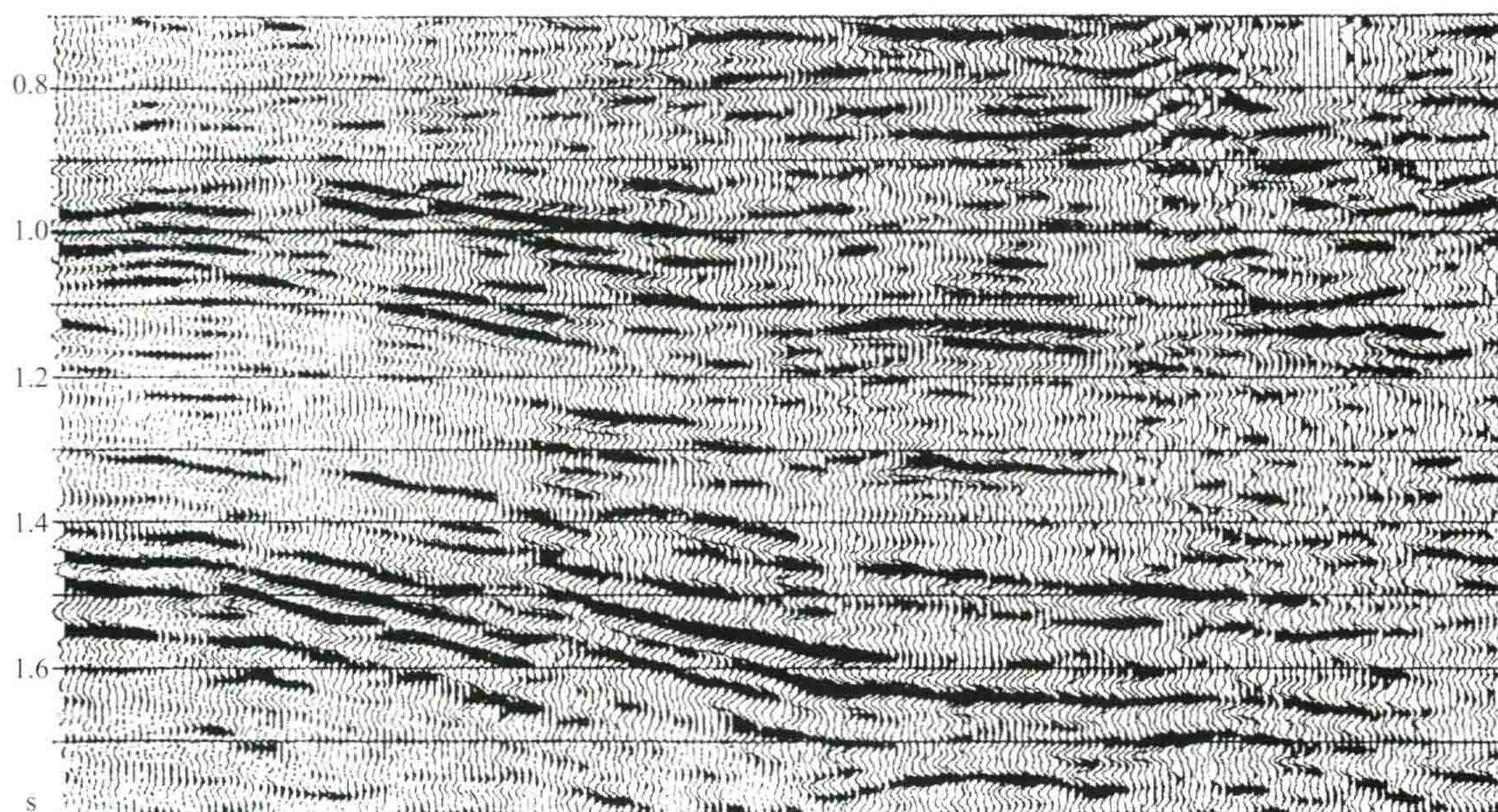


图 21 图 19 剖面做叠加偏移后的结果

结束语

通过用 SPND 对大量地震资料的试处理，我们有以下几点认识：

(1) 程序 SPND 能同时压制随机噪音和线性噪音，在线性干扰特别强烈的地震剖面上，使用 SPND 去噪比用 RNA 去噪的效果好。

(2) 在叠加前，对共炮检距剖面用 SPND 去噪，然后分选成 CDP 道集，再做速度分析及其他一些常规处理，是较彻底地提高低信噪比地震资料质量的途径之一。另外，由于 SPND 的效率高，所以可对低信噪比资料采用叠前去噪的处理流程。

(3) 在做保振幅处理中，若水平叠加剖面上存在脉冲干扰，会造成叠偏画弧，如果在偏移前，将水平叠加剖面做 SPND 处理，大部分脉冲干扰被去掉了，则叠偏画弧问题可基本得到解决。

(4) 程序 SPND 对不同信噪比资料去噪都是有效的，可作为一种常规叠后去噪方法。

(5) 用程序 SPND 在叠前或叠后去噪，都必须在解决静校正问题的基础上进行。

(6) 程序 SPND 现在使用的五组 11 点算子(表 2)，其中①号(HR. 11)和②号(HS. 11)算子去噪能力最强，但只能在反射界面倾角平缓的地区使用，④号(HF. 11)和⑤号(HA. 11)算子去噪能力较差，适合在反射界面倾角较大的地区使用。所以，在选用去噪算子时，必须考虑地震反射界面倾角的大小。

目前用 SPND 进行资料试处理积累了一些经验，并对程序做了一些必要的补充和修改，但还需进一步考核，使方法日趋完善。

参考文献

[1] 李庆忠. 地震信号内插与噪音剔除(一)[J]. 地球物理学报，1987，30(5)：514—530.

[2] 李庆忠. 地震信号内插与噪音剔除(二)[J]. 地球物理学报，1988，31(3)：329—341.

[3] 李庆忠，田树人. 提高地震资料信噪比的噪音剔除法[J]. 物探科技通报，1989(2)：1—13.

用剔除拟合法求纵波正入射剖面

——一种取代水平叠加的处理技术

剔除拟合的思路是：由于噪声往往是一个非平稳的过程。如果对一个数据进行 20 次测定，这 20 次测定都带有误差，研究这个误差的过程，必然不是一个简单的高斯分布，而且它还含有野值。这种情况，最好的办法也是最公平的办法是文艺界使用的评分方法："去掉一个最高分，去掉一个最低分"，然后再取其平均值。



在水平叠加的过程中，我们的共中心点道集数据有一个特点：就是振幅可以简单地表达为 $A=P+Q\cdot X^2$，其中 P 是截距，Q 是抛物线的弯曲度，X 是炮检距(不需角道集)。

去掉约 10%最高分最低分后，我们还不直接求平均值，而是用以上公式，以最小二乘的方法，拟合出 P 及 Q 来。

P 剖面具有较高的分辨率，并且具有抗干扰能力。Q 可以帮助我们研究 AVO 现象。

在当前的"叠前偏移技术"中，我们把 CRP 道集作输入，此方法也可以获得更好的效果。

此文 1995 年 4 月发表于《石油地球物理勘探》第 2 期，作者李庆忠。

摘　要

本文介绍一种称为"剔除拟合法"(DELFIT)的方法。它能够克服多次波并保留 AVO 现象，可以获得拟合零炮检距 T_0 道 P 波剖面和 AVO 参数。该方法要求输入反射波经过动校正拉平后的 CDP 道集，以便采用边剔除边拟合的方法，使多次波及随机噪声基本上得到克服。此法可以拟合出不带动校拉伸、不带多次波的 P 波剖面。

剔除拟合法的另一个优越性还在于它不受动校正速度的微小误差的影响，即使双曲线没有拉平。剔除拟合法对此也不敏感，照样能拟合出分辨率较高的 P 波剖面来。由此可见，此法是一种取代水平叠加的处理技术。

引　言

在地震勘探的发展历史上，水平叠加技术起过十分重要而积极的作用。如果没有多次覆盖、水平叠加这一套技术，我们很难想象地震勘探能取得像今天这样的成效。但经过长期的实践，人们愈来愈感觉到它存在着一系列缺陷。例如：① 动校拉伸及层间横向波形干涉作用使水平叠加引起高频信息的损失；② 当存在 AVO 变化时，水平叠加会给出错误的振幅值；③ 叠加速度稍有误差时，高频信息首先遭殃；④ 即使产状完全水平的层状介质，速度的各向异性也会造成同相轴的非双曲线化，可以偏离±2～4 ms，再按双曲线去叠加，也会造成高频信息的损失；⑤ 水平叠加的结果其实不能相当于垂直正入射的自激自收 T_0 道数据，因此，不适于使用递推公式反求波阻抗。

我们通常使用的求波阻抗的递推公式为

$$z_{n+1}=z_n\frac{1+r_n}{1-r_n} \tag{1}$$

式中，z 为波阻抗，即密度 ρ 和速度 v 的乘积；r_n 为第 n 个界面上的反射系数。式(1)是由如下反射系数公式推导得到的

$$r_n=\frac{z_{n+1}-z_n}{z_{n+1}+z_n} \tag{2}$$

式(2)只有当纵波垂直正入射，即入射角等于零时才是正确的。因此，当炮检距不等于零时，反射系数将是入射角的函数，式(2)不再成立，从而导致式(1)也不成立。这样，它的基础就动摇了，这是波阻抗反演中的一个危机。

前述有关水平叠加技术的五点缺陷愈来愈成为人们的共识。已经看到不少这样的例子，叠加前分辨率很不错的单张记录，在水平叠加以后，主频却明显降低了。

图 1(a)是胜利油田黄河口的野外单炮记录；经过两步法反褶积之后为图 1(b)，此图在 1.0～2.0 s 之间有密集的反射波影子，共有 68 个相位；但经过常规水平叠加之后，该剖面在 1.0～2.0 s 之间只剩下 33 个相位[图1(c)]。可见，在此例中水平叠加使主频降低了一半。这里可能有静校正不够好或叠加速度不够准确的因素，但水平叠加本身却是降低分辨率的主要原因。

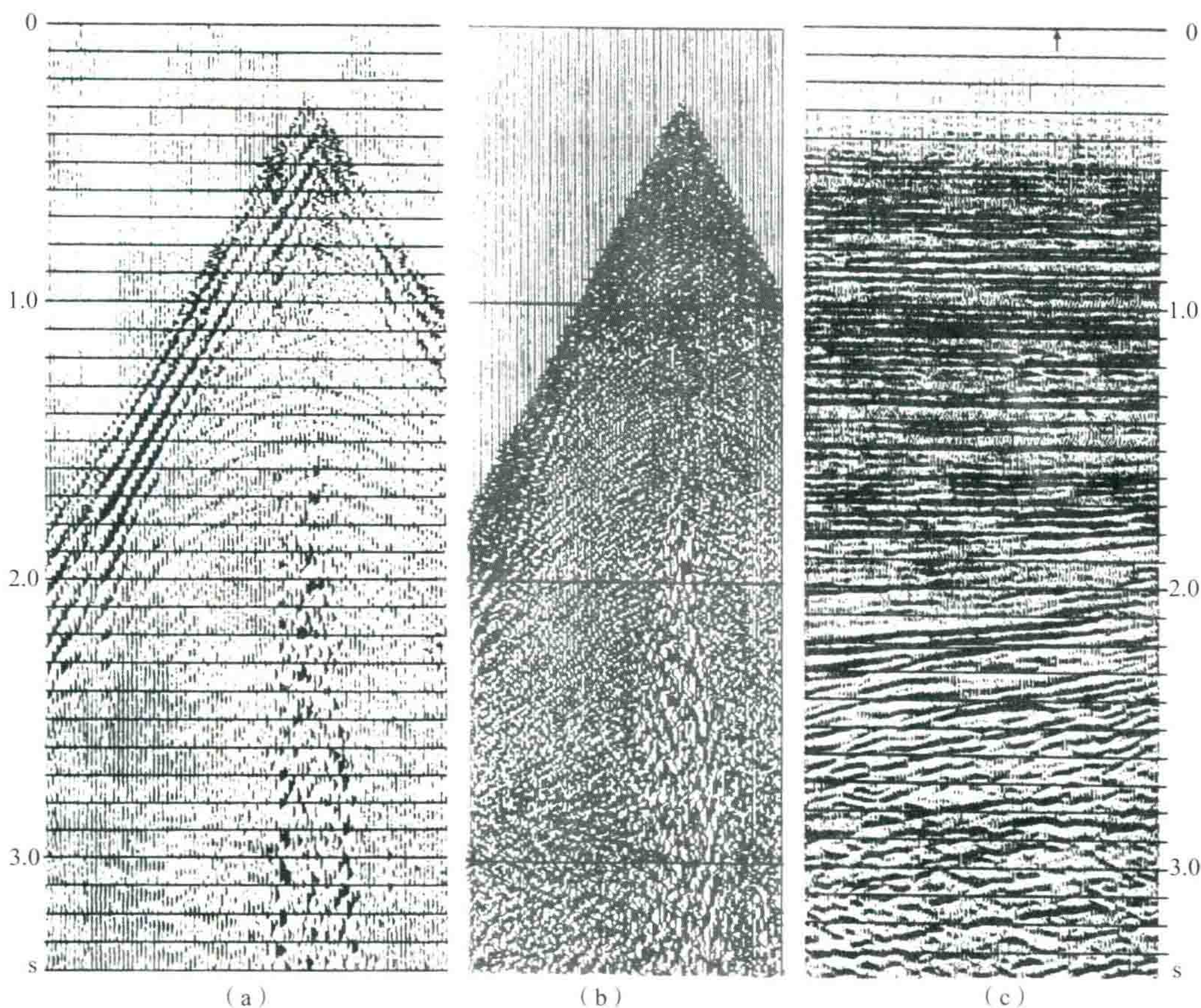


图 1　胜利油田黄河口 88.10 测线单炮数据

(a) 原始记录　(b) 两步法反褶积后　(c) 经水平叠加结果

[从 1.0～2.0 s 之间，图(a)的主频为 12 Hz；(b)为 68 Hz；(c)为 33 Hz]

图 2 是新疆石油管理局地调处赖仲康所做的一个 AVO 理论记录。右上方是 10 层模型的物性参数，下方为 9 个反射波的 AVO 道集波形。将此 30 个道做水平叠加，得到左边第一道波形，第二道就是 P 波正入射的 T_0 道波形，即入射角 $\theta=0°$时的波形。由左方两条曲线对比可见，第 2、第 3 及第 7 个反射波水平叠加把波的强弱关系都搞乱了；第 6 个反射波谷误加成了波峰。可见，当道集中存在着明显 AVO 变化时，

水平叠加会给出错误的振幅值，它会使波阻抗反演得到错误的数据。

这个例子的数据可能有些极端，但它所说明的现象是肯定存在的。

如何避免水平叠加的这些缺陷已经成为高分辨率地震勘探中的一个突出的问题。早在 1988 年，俞寿朋先生提出多项式拟合法求取无拉伸畸变的 T_0 道的方法[1][2]。1989 年，钟森才和陈广思提出用 Radon 变换提取 T_0 道信息[3]。最近，新疆石油管理局和物探局研究院都又修改了现有的 AVO 处理流程，用抛物线拟合代替直线拟合，求取 P 波剖面（即 T_0 道剖面），取得了较好的效果[4]。

然而仔细推敲一下，这些拟合方法与水平叠加相比，虽然能够在一定程度上避免后者前述五方面的缺陷，但还存在两点不足：① 在克服随机干扰的能力方面不如水平叠加；② 在克服多次波的能力方面不如水平叠加。因此，需要研究一种既能求取 AVO 的 P 波剖面，又能克服多次波的方法。

国外一些公司利用叠前 F-K 滤波来消除多次波，叠后采用近道叠加改进分辨率。这种方法也不够好，因为在 F-K 域中，一次波与多次波如同向上张开的两片叶子，其下方低频、低波数部分是互相重叠的，分不清哪些是一次波，哪些是多次波。在道集有横向振幅变化的情况下，问题更是严重。

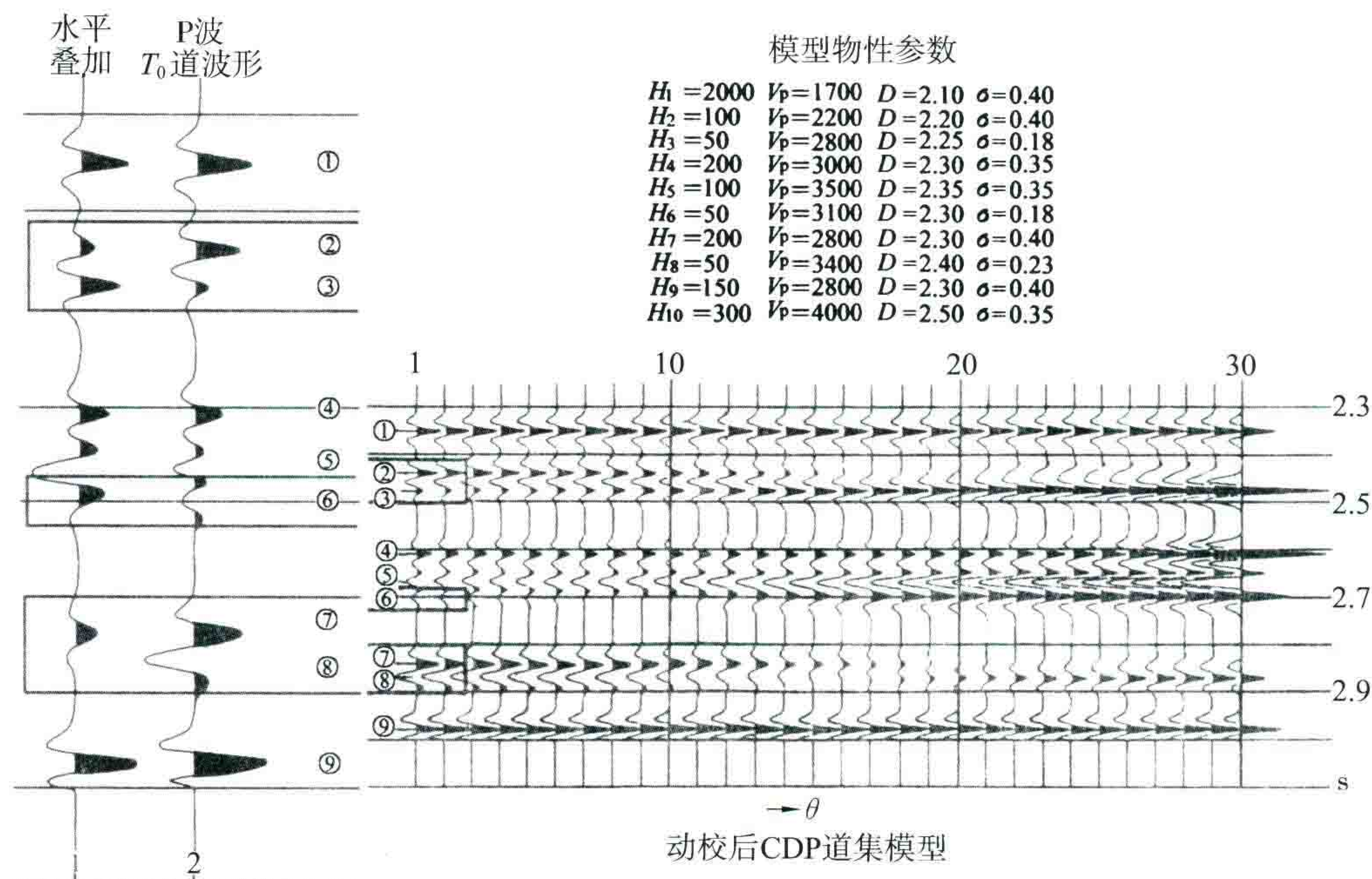


图 2 AVO 变化的理论道集模型及其水平叠加结果

（根据赖仲康资料）

最近，不少人想到用抛物线 Radon 变换的方法来分离多次波与一次波（经过动校正以后，双曲线的剩余时差接近于抛物线）。例如，西方地球物理公司的研究成果表明，经过抛物线 Radon 变换后，确实能分离一次波与多次波，但是还不理想，尚存在两个问题：第一，CDP 道集的道数有限，Radon 变换横向的边缘效应，使反变换后的 AVO 现象失真，而且失真的位置刚好在边缘，即 T_0 道附近；第二，横向变振幅的、有动校拉伸现象的同相轴在抛物线 Radon 变换后，并不聚焦为一个点，而有较严重的能量发散，造成多次波分离不干净[7]。

为了解决上述问题，笔者提出"剔除拟合法"（程序名 DELFIT，是英文 Deleting Fitting 之意）。目前的试验已经取得令人鼓舞的效果。它能克服多次波并且能保留 AVO 现象，可以获得拟合 T_0 道 P 波剖面和 AVO 参数。

一、DELFIT 的方法原理

先将 CDP 道集用一次波的速度做动校正，将其拉平。此时，多次波变成向下弯曲，近似抛物线[图 3(a)]。如果以某一 T_0 时刻为准，把横向上各道的振幅值绘出来，即如图 3(b)所示。

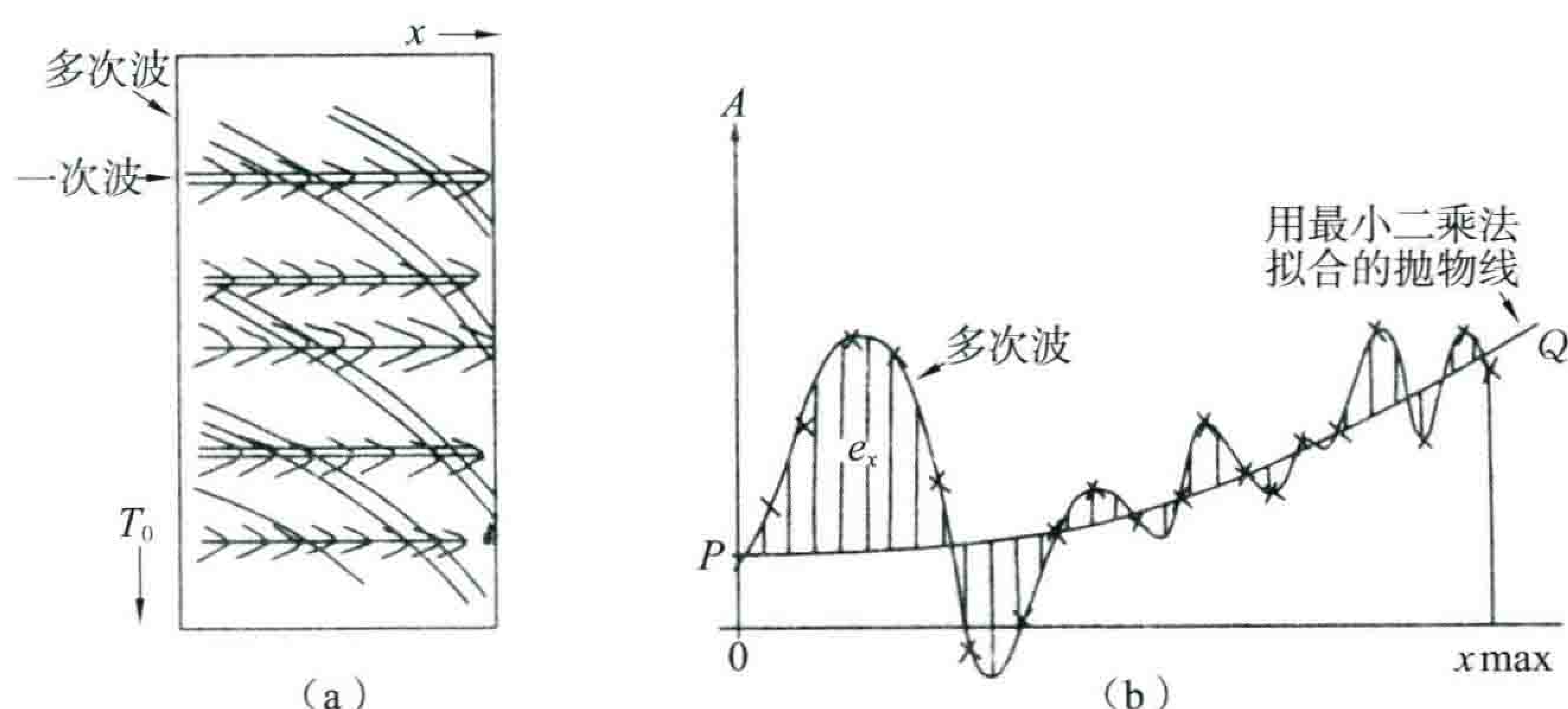


图3 (a)将CDP道集用一次波速度做动校正拉平
(b)按某一 T_0 时刻拾取各道上的振幅值

一次波的AVO振幅是渐变的，可以用一个抛物线二次曲线表达为

$$A=P+Qx^2 \tag{3}$$

或者用四次曲线表示为

$$A=P+Qx^2+Rx^4 \tag{4}$$

式中，P 为正入射纵波的振幅；x 为炮检距；Q 可称为抛物线曲率；R 为四次方项系数。式(3)和式(4)均为偶函数，因为在道集上 $+x$ 与 $-x$ 处的振幅应该是一样的。

在图3(b)中，多次波表现为在抛物线上的一个多余的波形。这些多余的波形离开式(3)的误差很大。因此，只要把这些大的误差的点子剔除，就能得到很少受多次波影响的拟合 P 值及 Q 值。

所以，我们先采用最小二乘法拟合出一个 P 值与 Q 值，得一条抛物线[图3(b)]。然后计算每一个实际点子离开抛物线的距离，得到误差 e_x。

DELFIT剔除拟合法的原理就是把这些误差大的点子剔除，使它们不能参与下一次的拟合。剔除一些道的点子以后，可以再次用最小二乘法来拟合新的一条抛物线，得 P 与 Q 值。剔除道是不固定的。它根据 e_x 误差而定。一般来说，第二次拟合结果受多次波的影响比较小。如此，逐步拟合—剔除—拟合，直到剔除百分比等于20%或15%就终止。以上便是剔除拟合法的基本思路。

二、技术难点

(一) 克服多次波的头部影响

多次波时距曲线接近抛物线，横切一刀后，其采样波形左右不对称，尤其是多次波的头部[图4(a)]，那里有很强而很密集的大误差点子。此时，最小二乘法求得的拟合抛物线的 P 及 Q 值都有很大的误差，如图4(b)中 $P'Q'$ 所示。如果继续剔除拟合下去，最后的 P、Q 并不一定向一次波靠拢。

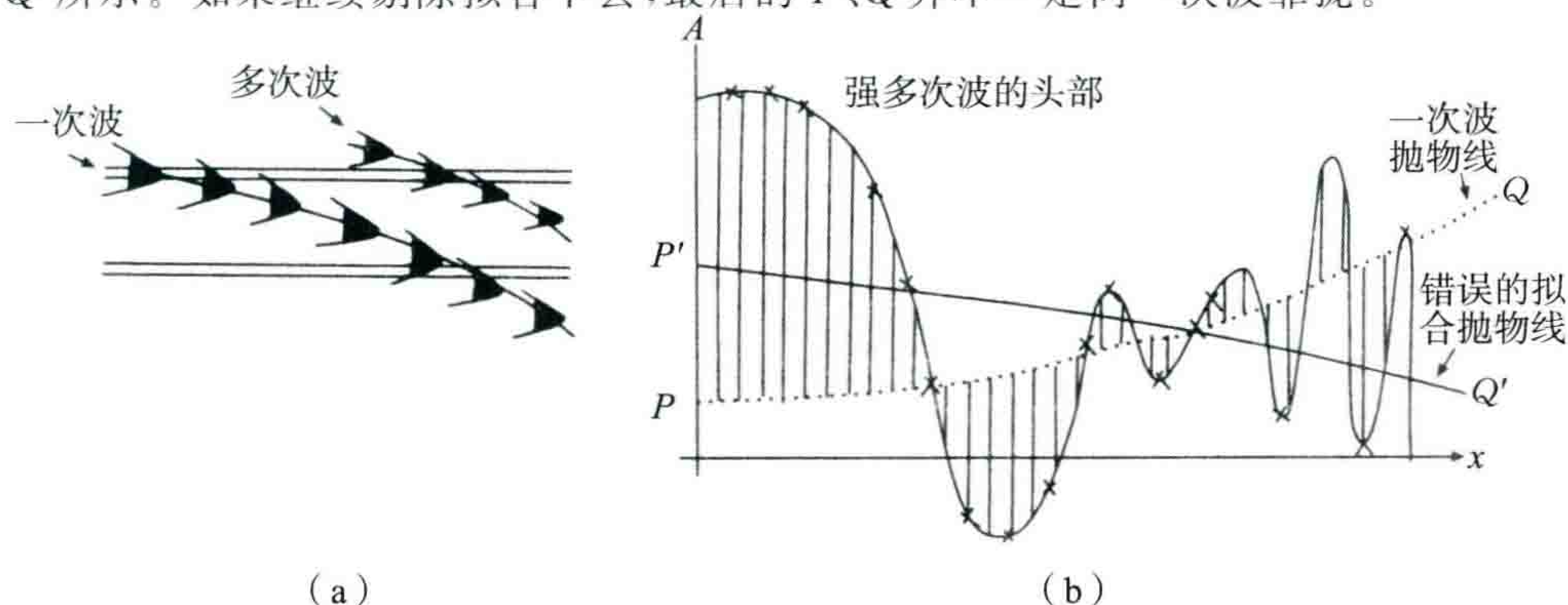


图4
(a) 通过强多次波的头部时，图示道集里的情况
(b) 通过强多次波的头部时，会发生错误的拟合抛物线

为解决上述问题，我们采用了两种手段：

(1) 优先剔除小炮检距处的大误差点子。为此可采用对各道误差加权放大的办法。若炮检距 x 处的误差为 e_x，则加权误差为

$$E_x = W_x e_x \tag{5}$$

权系数 W_x 为

$$W_x = 1 + A e^{[-B(x/x_{\max})]} \tag{6}$$

其中，A 及 B 为两个正的常数，一般取 $A=3\sim6$，$B=3\sim4$。

此权系数是一个钟形函数，其最小值在 $x=0$ 处为 $A+1$；到 $x/x_{\max}=1/B$ 处降为 $1+A/\mathrm{e}$。此处 $\mathrm{e}=2.71828$，在最大炮检距 $x_{\max}$ 附近，W_x 接近为 1。

这样，近炮距处的大误差点子便优先被剔除，这是此法第一个关键步骤。

(2) 围绕中值或均值计算各道误差 e_x。如果一开始就根据拟合的 P 及 Q 值计算误差 e_x，则在强多次波位于小炮检距头部时，错误拟合的 P 及 Q 值会导致错误的剔除。所以，我们先求取所有道的中值或均值(后者就是水平叠加的振幅值)，然后计算各道的振幅与均值之差，并把此差值当作误差 e_x，再用式(5)得到加权后的误差 E_x。据此挑选最大的误差点子加以剔除。这样做后，就等于在水平叠加的基础上剔除强多次波或强干扰值，其结果总比一般水平叠加做法好。

(二) 掌握剔除道的合理百分比

如果剔除道百分比过小就不起作用，与简单多项式拟合一样了。而剔除百分比太大，剩下来的道数太少，拟合的 P 与 Q 值也会不准。所以，我们通过试验认为，剔除百分比应以 15%～25%为宜。当多次波强时用 20%，弱时用 15%，偏移距 $X_{\min}$ 大时也可少用一些。

现在的程序中，采用围绕均值的剔除方法，并且一次剔完。剔除之前不做抛物线拟合，剔完后再做拟合，这样可以提高效率，而且效果也最佳。

(三) 利用道集去噪功能，进一步改善剔除拟合效果

利用参考文献 5 和 6 中的做法，在 CDP 道集中，每次按同一 T_0 时刻输入一排按道序(空间域)采样的数据后，就用检噪算子与之做褶积，其结果就得到一些高频(高波数)的噪声。于是从原来的数值中，以一定的百分比减去这个噪声模型，然后利用道集去噪功能，便可以进一步改善剔除拟合的效果。

(四) 消除相邻样点之间的高频误差

由于剔除拟合法是对每个 T_0 时刻的每一排样点数据单独做拟合计算，各道上下相邻的样点之间是没有约束关系的，所以剔除拟合后的 P 与 Q 值在上下相邻样点之间存在一些微小的高频抖动(小锯齿波形)。这些高频抖动，有的甚至比野外仪器的去假频滤波器的截止频率还高。这些高频抖动属于样点与样点之间的偶然误差，应设法消除。

在剔除拟合后，还可能在出现高频误差的同时，出现甚低频(0～5 Hz)分量，也应加以消除。

为此，设计了几个滤波算子，它们都是既滤除低频(0～5 Hz)，又滤除高频的。算子有不同的高截频，任用户选择。例如，采用 2 ms 采样时，截频可选为 120～160 Hz。

(五) 合理地使用式(4)(x 四次方)拟合

采用式(2)可以更精确地逼近 Zoeppritz 方程。如果输入数据满足下列三个条件：① 入射角大于 30°时；② 有很高的信噪比；③ 数据内没有明显的多次波。此时，采用式(4)拟合更为精确。反之，在入射角小于 30°时，一般式(3)拟合就足够了。

如果数据中有明显的多次波(如海上资料)，或者有强干扰波，若采用式(4)拟合，就会由于多次波及干扰波的参与，使 P、Q、R 三个参数算得不准确。因此，在存在多次波的情况下，还不如只采用式(3)拟合为好。干扰波较强时，也最好使用式(3)拟合。

三、对输入数据的要求

DELFIT 程序要求剖面的覆盖次数大于 10 次，输入数据是做过动校正后的 CDP 道集。此时，一次波被拉平，然后按 CDP 道集文件，一个个做剔除拟合，每一个 CDP 输出一道拟合 P 波波形。

若输入数据是动校正前的 CDP 道集，或在地层有倾角的情况下，将做过 DMO 后的道集作为输入数据，并做高保真动校正，再转入剔除拟合，则将更为合理。

此法不仅适用于中间放炮、不对称中间放炮、单边放炮、弯线，而且也适用于三维地震中同一个地下面元中的道集的处理。

对每一个输入道集，如果其中有坏道或碰到切除段，程序可以自动跳过不计。此外，当道集中有效道小于 5 道时，程序自动用水平叠加代替剔除拟合。

但需注意，在使用本程序之前(或程序中)不要使用单道的 AGC 增益。因为单道的 AGC 增益改变了道与道之间的振幅关系，使后来拟合的 P 及 Q 值产生假象。

如果你想在叠加前压一下面波，采用高通滤波(6～8 Hz)是可以的，但不要做 AGC 增益，而采用球面扩散校正是必要的。

四、远道剖面的定义及含义

为了表达剖面中的 AVO 现象，其实不需要输出每一个 CDP 的 AVO 道集。因为既然已经假设振幅可以用式(1)或式(2)的多项式表达，那么只要显示一个 T_0 道剖面和另一个远道剖面(FAR)就足以表明 AVO 的情况了。当然，另外一个办法是输出一条 T_{FAR}-T_0 差值剖面，也足以表达振幅随炮检距变化的总趋势了(T_{FAR}-T_0 相当于远道增量)。

如何正确地选取远道炮检距 x_{FAR}，不妨采用 x_{FAR} 随埋藏深度而变化的办法，即令 x_{FAR} 正比于 T_0 时间，如

$$x_{FAR}=cT_0 \tag{7}$$

式中，x_{FAR} 以 km 为单位，T_0 以 s 为单位。当常数 $c=1$ 时，在 T_0 等于 1.0 s 处，$x_{FAR}=1$ km。此时，入射角大致相当于 25°～30°(考虑速度随深度而增加的情况)。

实际上，我们采用常数 $c=0.5$，即大致反映入射角为 13°～15°的情况，便能使输出剖面的振幅比较稳定，而远道剖面(FAR)的含义就变成大致固定入射角为 15°的输出剖面。

作为定性分析有无 AVO 异常来说，这种 FAR 剖面及 T_{FAR}-T_0 差值剖面是很能说明问题的。如果有亮点或暗点存在，都会在差值剖面上出现振幅的剧烈增强。差值剖面上发现强振幅后，再核对 T_0 剖面与 FAR 剖面，如果那里发现它们两者是极性相反，则是暗点无疑；如果极性相同，则是亮点无疑。这一方法对我国东部地区(中、深层)含油气后多半形成暗点的情况是极为有益的(因为亮点剖面在这里不适用)。

如果不满足于定性分析，可以由本程序求得 P、Q、R 值，直接换算成 AVO 流程中的 P 及梯度 G，计算出拟泊松比剖面及拟横波剖面等。

五、理论模型的试验结果

(一) 第一个道集理论模型

为了验证 DELFIT 剔除拟合法的效果，首先我们设计了 5 个一次波(以 P_1～P_5 表示)加上 5 个多次波(以M_1～M_5 表示)的道集模型。如图 5(a)中，5 个一次波的振幅变化自左向右分别为：1→2，0→1，1→1，2→1 及 1→0。它们都已经过高保真的动校正拉成水平状，并有明显的动校拉伸现象。5 个多次波呈弯曲状，分别与对应的一次波交叉，多次波也有动校拉伸现象。此图中，子波采用频带为 10～40 Hz 的带通零相位子波(Klauder 子波)，采样率为 2 ms。模型共有 40 道，道距为 50 m，第一道为 $x=0$ m。

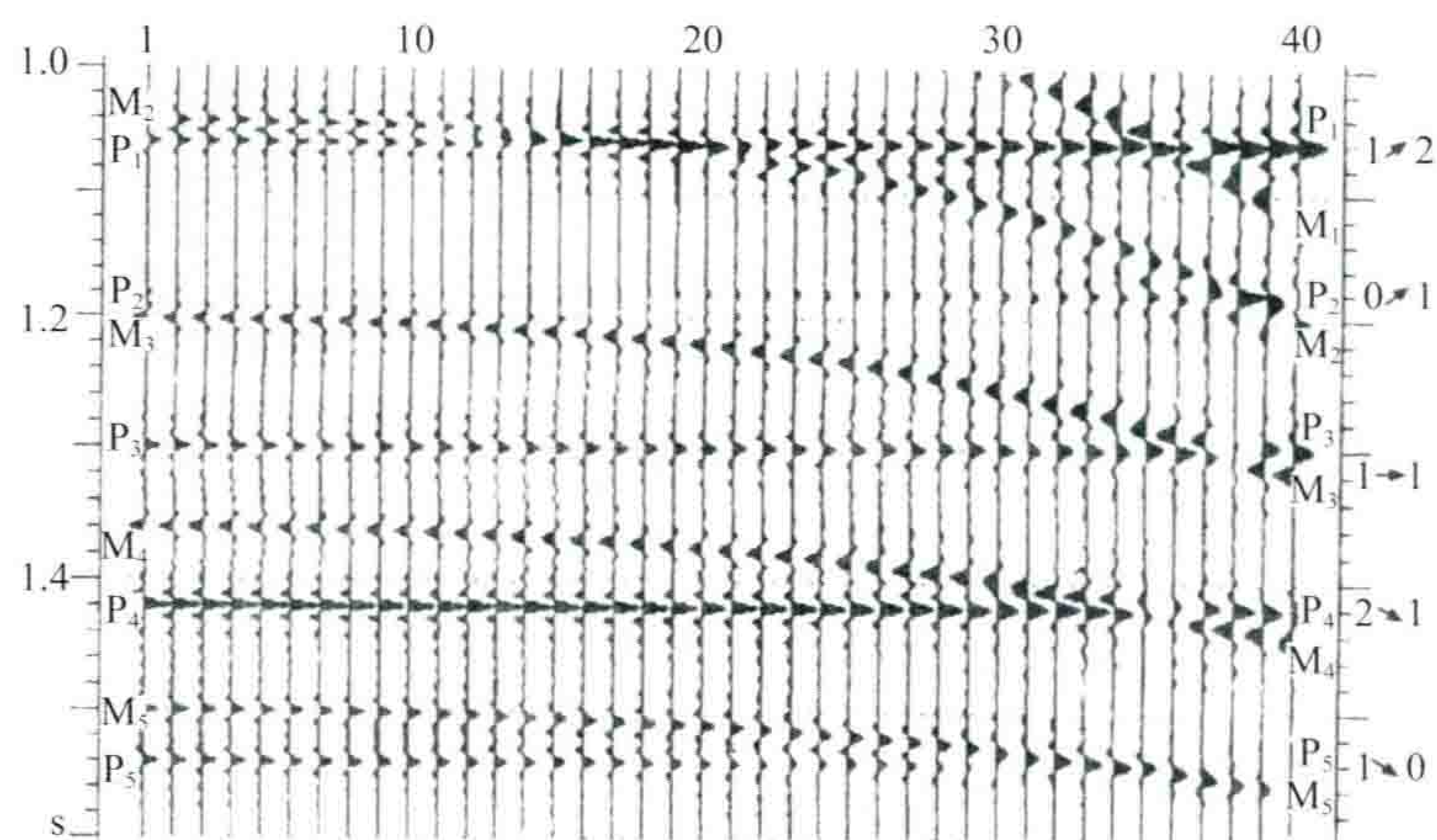


图 5(a) 第一个理论 AVO 道集模型

[带有 AVO 振幅变化的 5 个一次波($P_1 \sim P_5$)经过动校正拉平,再加上 5 个多次波($M_1 \sim M_5$)]

此模型通过剔除拟合法,采用剔除 20%道,拟合之后,其结果如图 5(b)所示。多次波全部被克服了,只留下很微弱的影子,而一次波有效地保留了它们各自的 AVO 特征。

图 5(c)是用剔除拟合结果减去一次波理论模型的误差剖面。从此图可以看出,本方法的效果是很好的。在 5 个多次波的位置上仅留下少量残余能量。

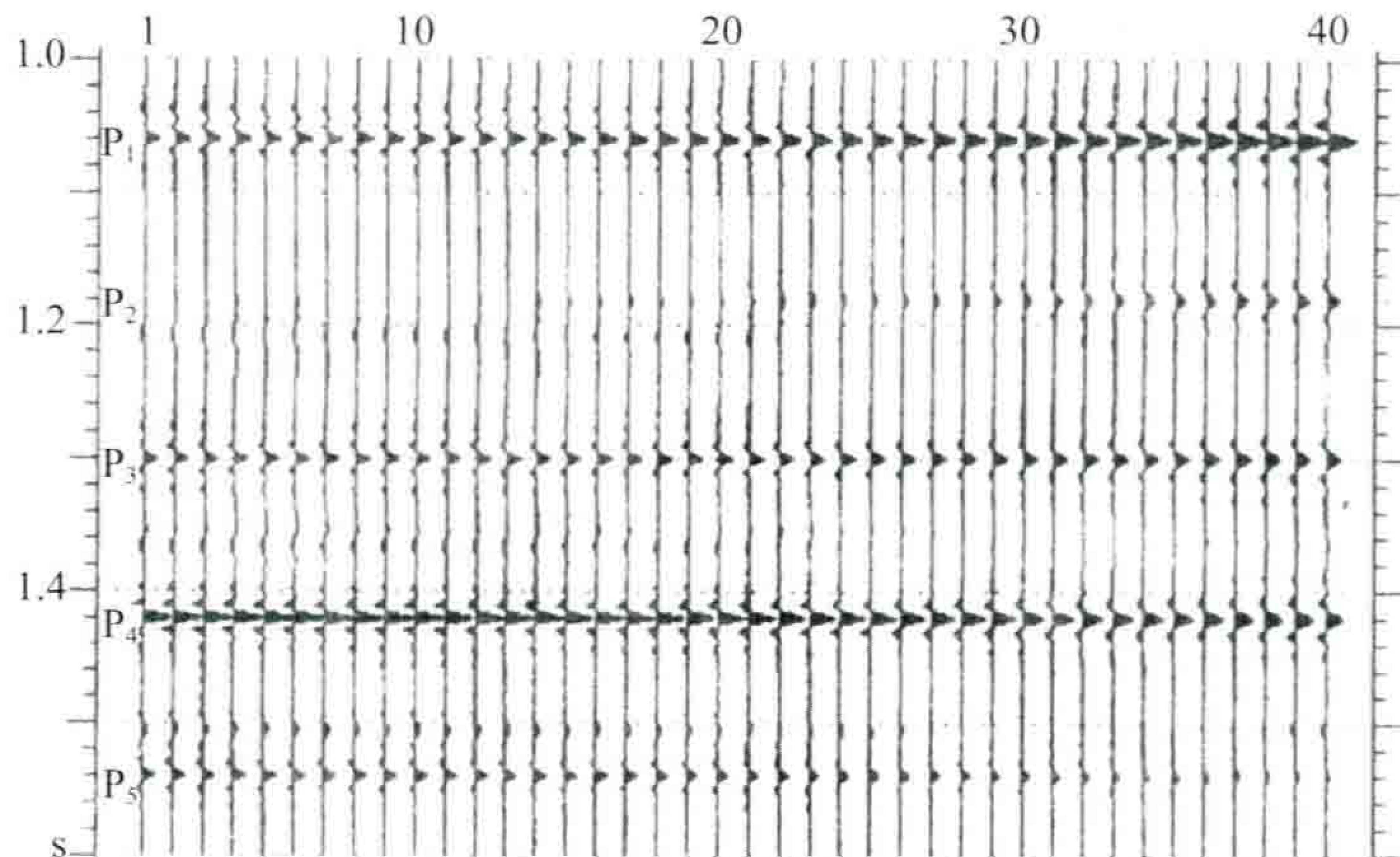


图 5(b) 经过剔除拟合法处理后的道集

(克服了多次波,保留了一次波和它们的 AVO 现象)

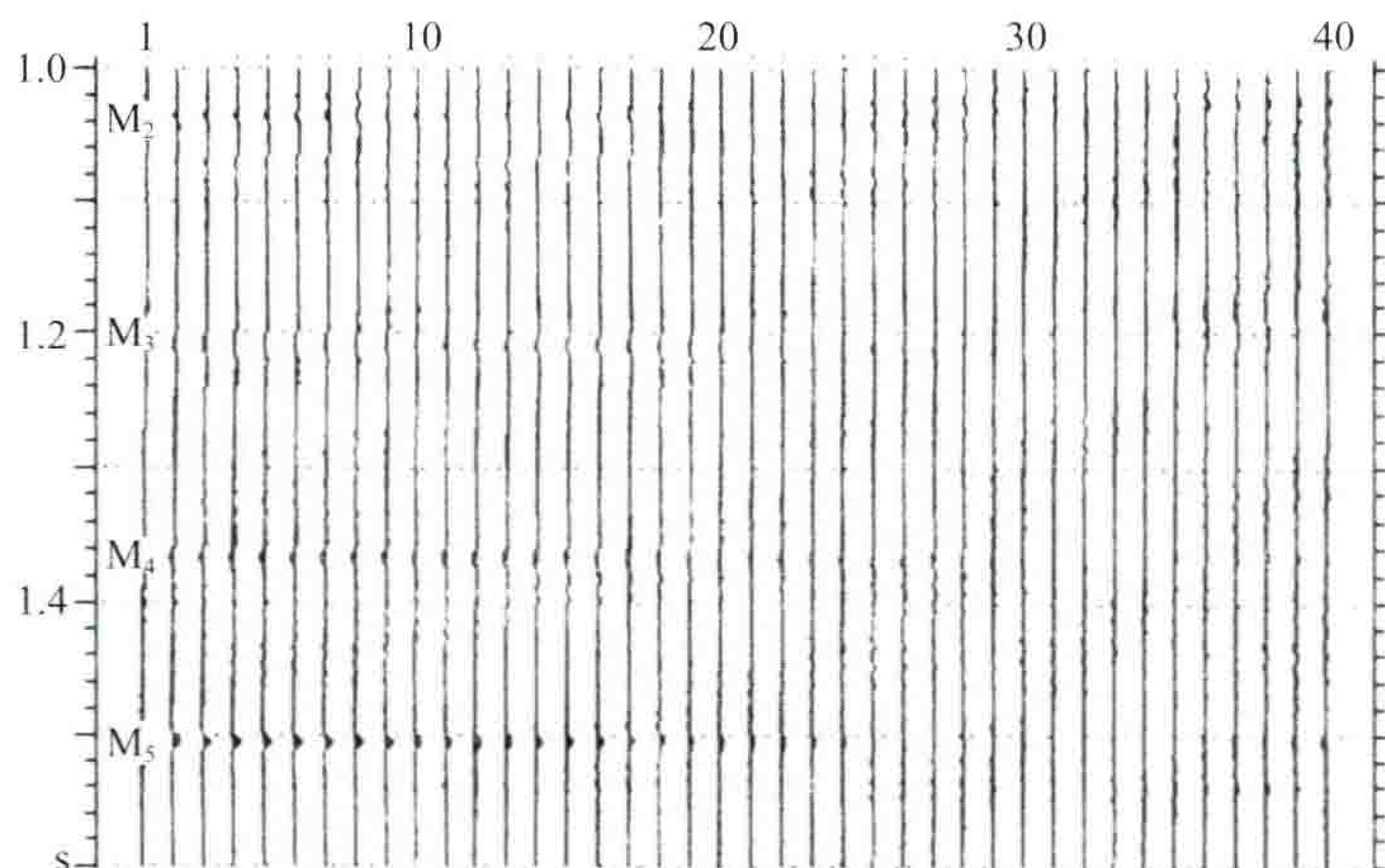


图 5(c) 剔除拟合法的理论误差剖面

(拟合结果减去一次波理论道的结果)

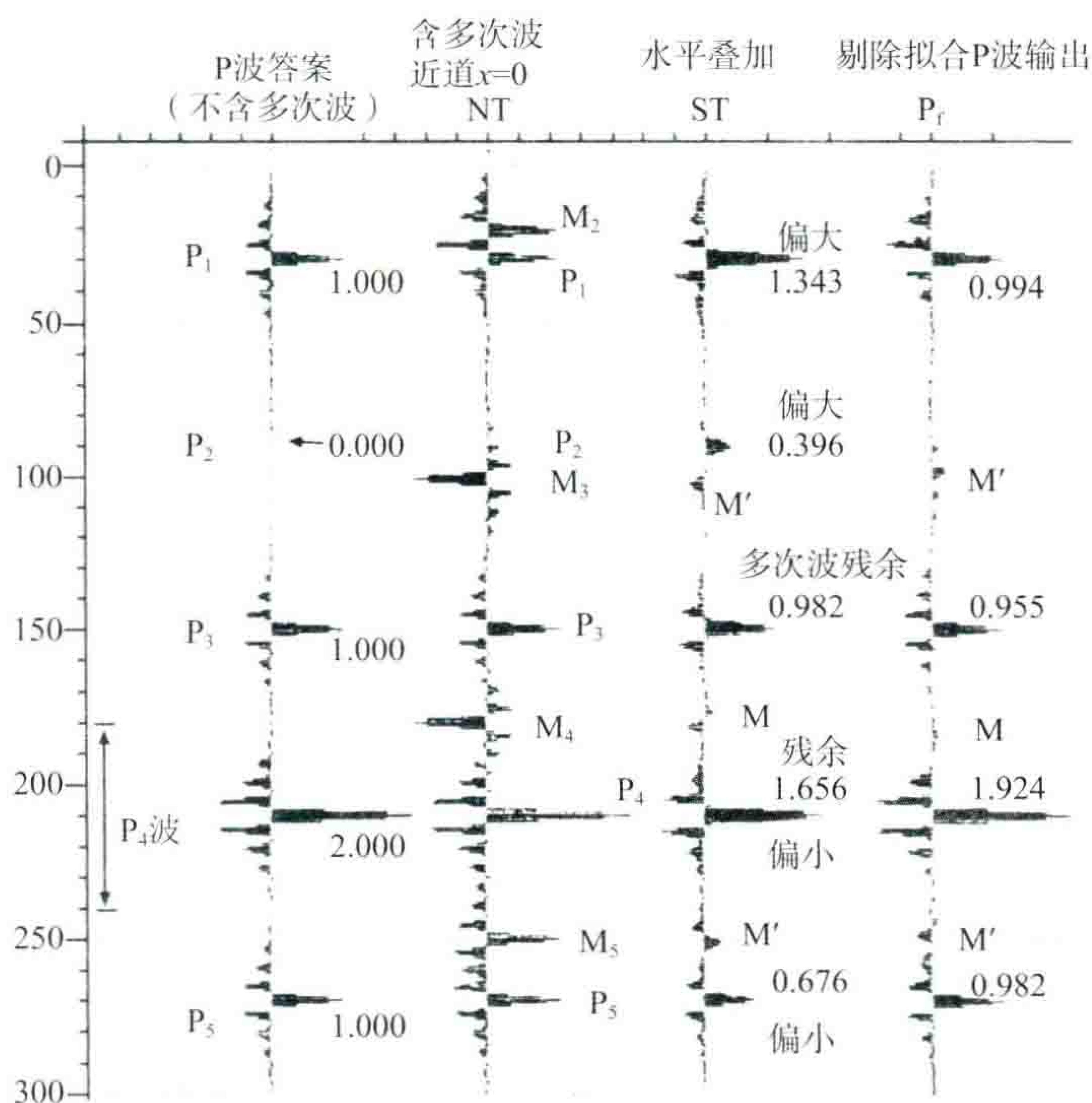


图 5(d) 误差分析图

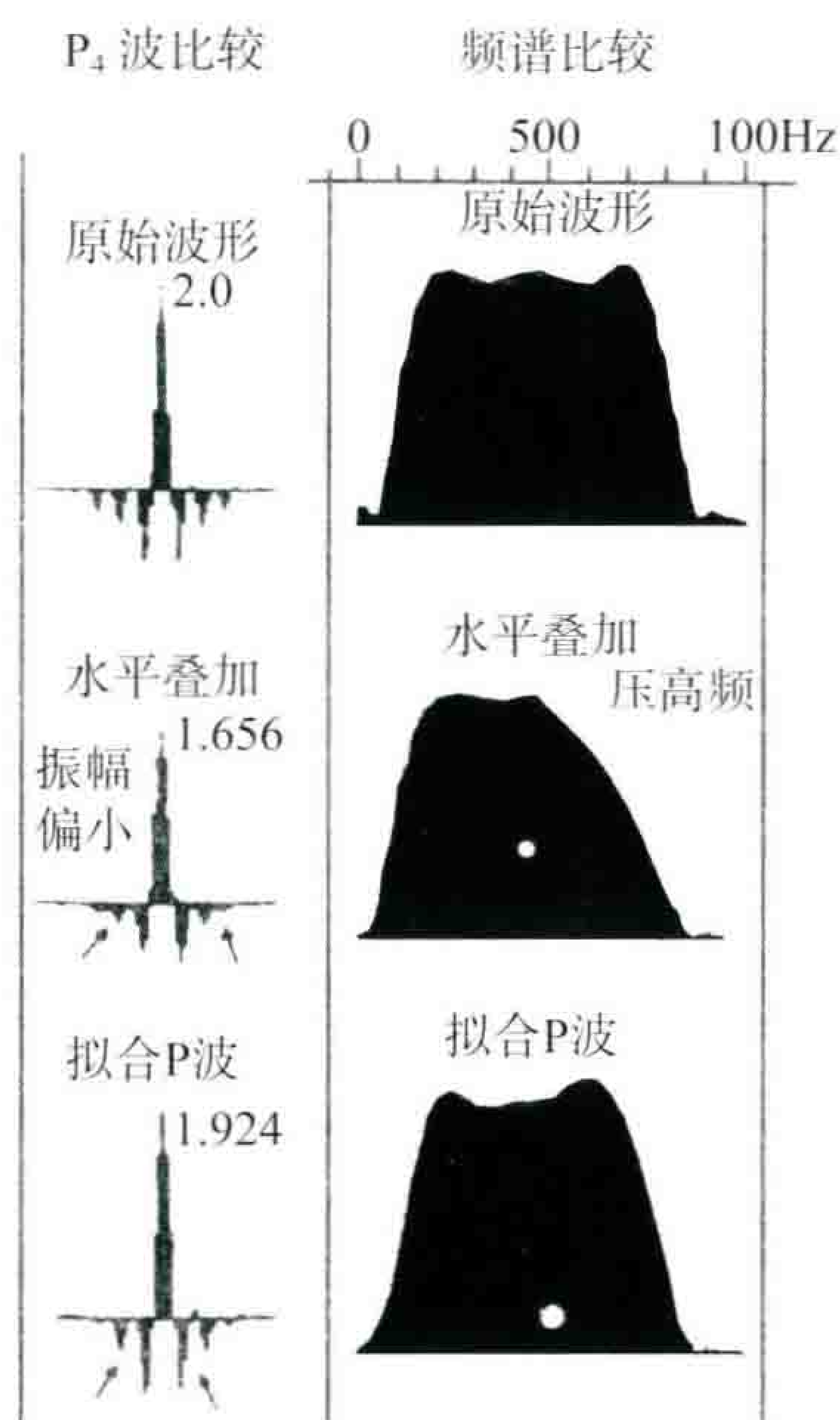


图 5(e) 有效波波形及频谱

图 5(d)是其振幅误差分析图。左方第 1 道为不含多次波的 T_0 道(P 波)；第 2 道包含了多次波的近道 $x=0$ m 处的波形；第 3 道是水平叠加(40 次覆盖)的结果；第 4 道是剔除拟合后的 T_0 道(P 波道)。由图可见，一次波 P_1 的主波峰的原始振幅为 1.0，经水平叠加之后变为 1.343，误差很大。而剔除拟合法为 0.994，误差仅为 0.6%；其他 $P_2 \sim P_5$ 的振幅在水平叠加道上都有较大的误差，而剔除拟合法误差也很小。在此例中，水平叠加整道误差的均方根值为 0.01419，而剔除拟合 P 波道的误差为 0.01071，比水平叠加好。

图 5(e)是抽出其中一次波 P_4 来看波形的变化及频谱的比较，也可看到水平叠加压制了高频信息，而剔除拟合法相对地保留了一次波的真实波形及其频谱。

（二）第二个道集理论模型

图 6(a)是一个带 AVO 振幅变化及有动校拉伸现象的 CDP 道集，共 40 道，偏移距为 0 m，道距为 50 m，振幅向右方增强。图 6(b)为此模型加较强多次波及强度为 50%的随机干扰之后的情形；图 6(c)为经剔除拟合后的结果，消除了多次反射，压制了随机干扰，恢复了原始道集的 AVO 特点。此例中，剔除道百分比为 20%，道集中去噪系数采用 50%。

将图 6(c)减去一次波的模型图 6(a)，得到误差剖面图 6(d)。此误差剖面振幅很小，整个 40 道的振幅均方根值由图 6(a)的 0.3386 降至 0.0561，即相对(剩余)误差为 16.5%。

图 6(e)为误差分析图。左方第 1 道是不带多次波的 T_0 道；第 2 道是水平叠加结果；第 3 道是第 2 道减第 1 道的结果，即水平叠加道的误差曲线，其均方根值为 0.00948；第 4 道是简单拟合的 T_0 道曲线(不作剔除)；第 5 道为其相对于正确 T_0 道答案的误差曲线，曲线振幅的均方根值为 0.02192；第 6 道为用本方法剔除拟合所得的 P 波曲线；第 7 道为其相对于答案 T_0 道的误差曲线。其振幅均方根值为 0.00832。可见，剔除拟合结果比水平叠加好，误差小(14%)。再向右边各道是分析道集中最远道的误差，它们也说明剔除拟合结果优于简单拟合。

下面考察一下有偏移距的情况。我们舍去图 6(b)中左面 5 个道，即令其偏移距为 250 m，用剩余 35 个道做试验，结果水平叠加的均方误差值上升为 0.01551，而剔除拟合 P 波的误差为 0.01145，比前者小 35%。当偏移距为 500m 时，即对 30 个道做剔除拟合，其水平叠加的均方误差增加到 0.02554，而剔除拟合 P 波曲线的误差也上升到 0.01987，后者还比水平叠加好(28%)。由此可见，当存在偏移距时，本方法更能显示其优点。

（三）有动校正误差的道集模型

剔除拟合法求 T_0 道的另一个重要优点是它不受动校正速度的微小误差的影响。一旦动校正拉不直同相轴时，只要最大炮检距处动校正量误差不超过 1/4 视周期，照样能得到很准的拟合 T_0 道波形。图 7(a)是我们精心设计的一个动校正不准的 CDP 道集模型。由于动校速度不准造成了一系列弯曲的同相轴，如上部 1.03 s 处的同相轴动校过头，在右边最大炮检距处，其剩余动校正量（误差）为 +4 ms；到 1.15 s 处同相轴变为水平，即动校正没有误差；在 1.3 s 附近，动校正量不足，校正量误差变为负值，从 −6 ms 逐渐增至 −8 ms；在 1.5 s 处误差为 −12 ms，到 1.6 s 为 −18 ms～−20 ms。此图，子波视周期为 20 ms，采样率为 2 ms。

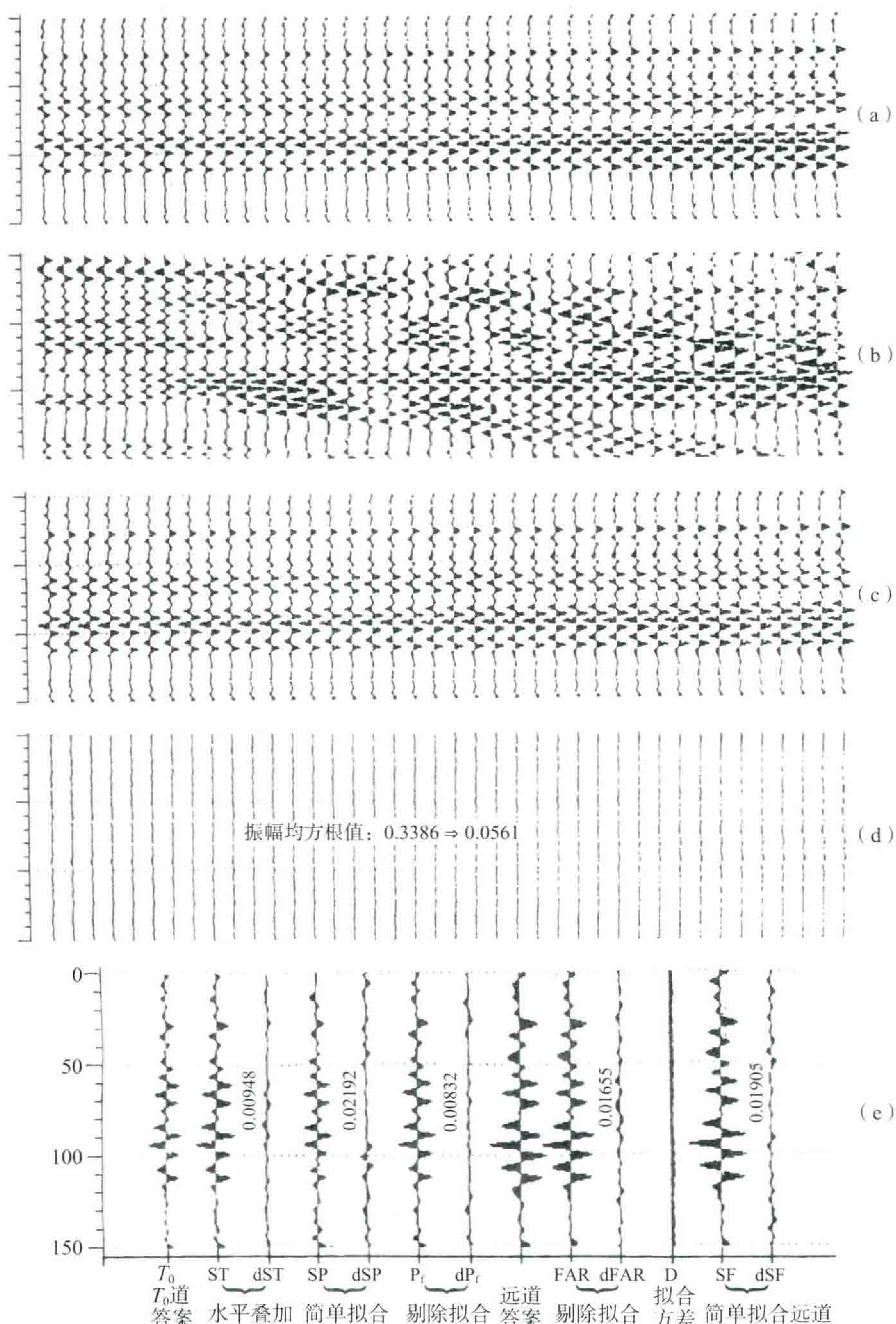


图 6

(a)一次波道集模型 (b)加上较强多次波及 50%随机干扰之后

(c)经剔除拟合的结果 (d)(c)减(a)的误差剖面 (e)误差分析

图 7(b)为用剔除拟合对图 7(a)处理的结果（剔除 20%道）。由图可见，凡是动校正量误差小于±5 ms

（即 1/4 视周期者）都拟合得不错，直到 1.3 s 处拟合波形都基本上保留了原样，但是到 1.6 s 处中部振幅变小，右方出现水平的直同相轴，这说明在动校误差超过半个周期时，剔除拟合法便不再能很好地拟合有效波的原始 AVO 波形了。

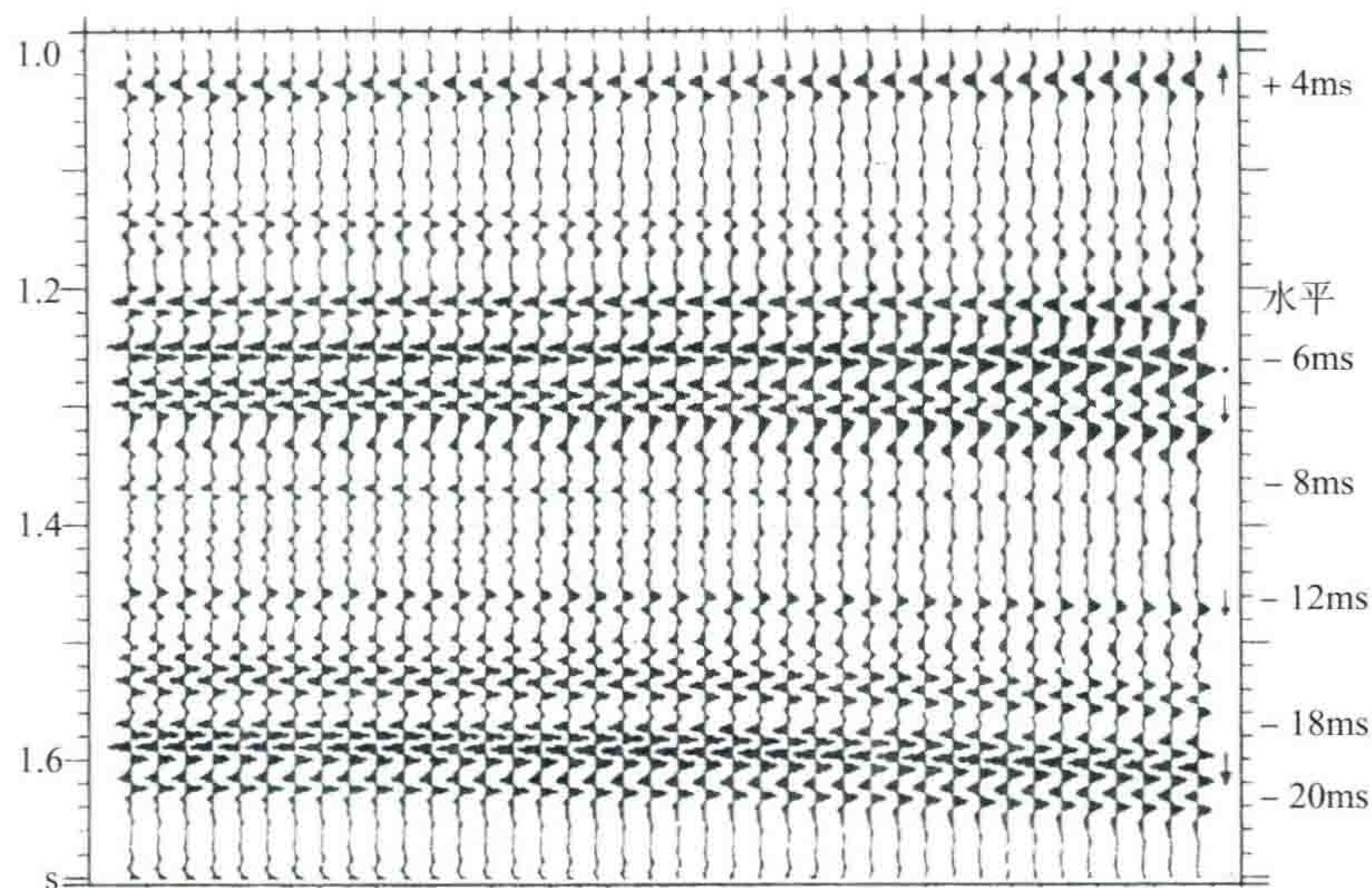


图 7(a)　动校正不准的 CDP 道集模型

（一系列弯曲抛物线同相轴，剩余动校正量从＋4 ms～－20 ms）

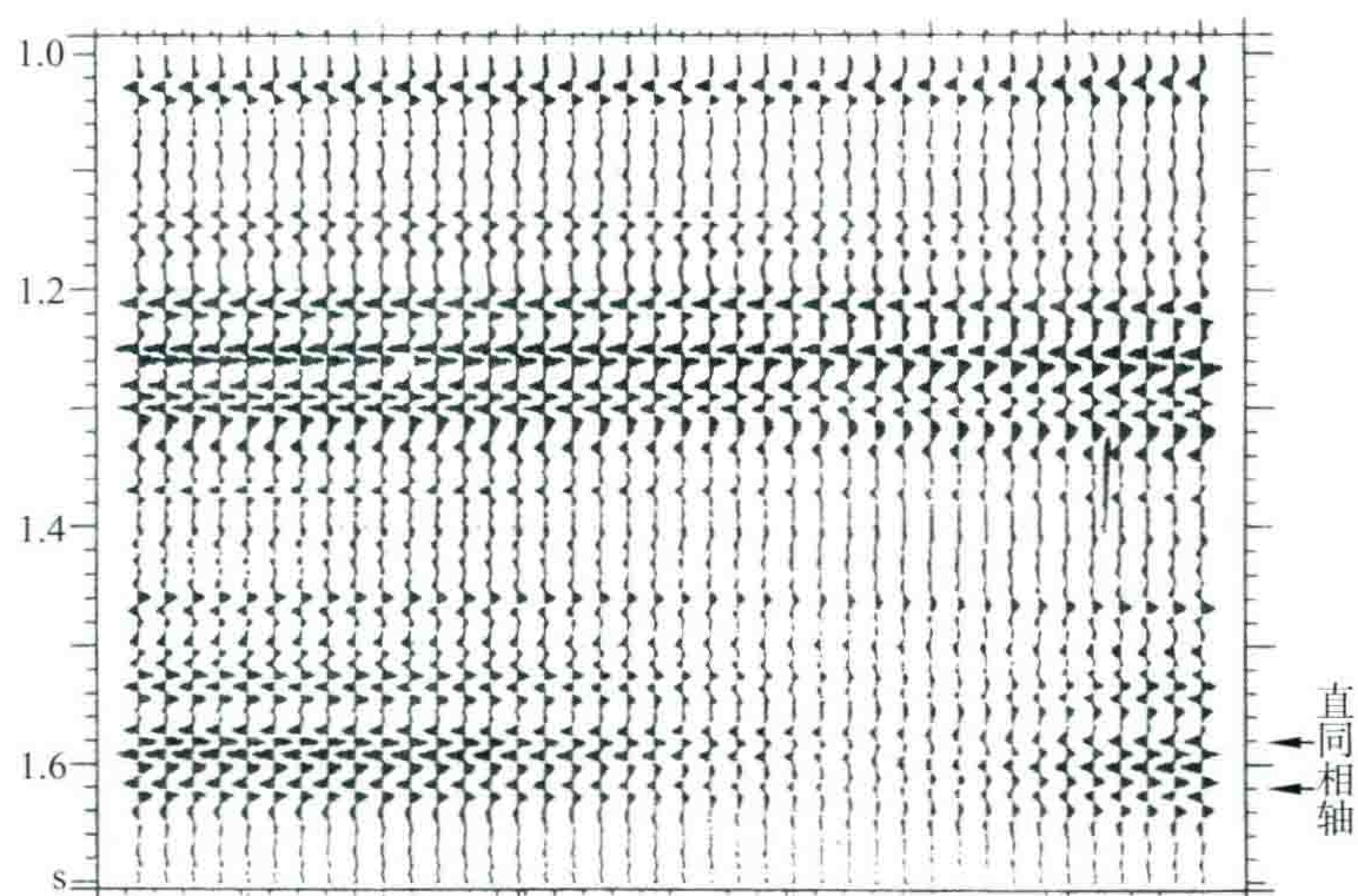


图 7(b)　图 7(a)经剔除拟合之后的结果

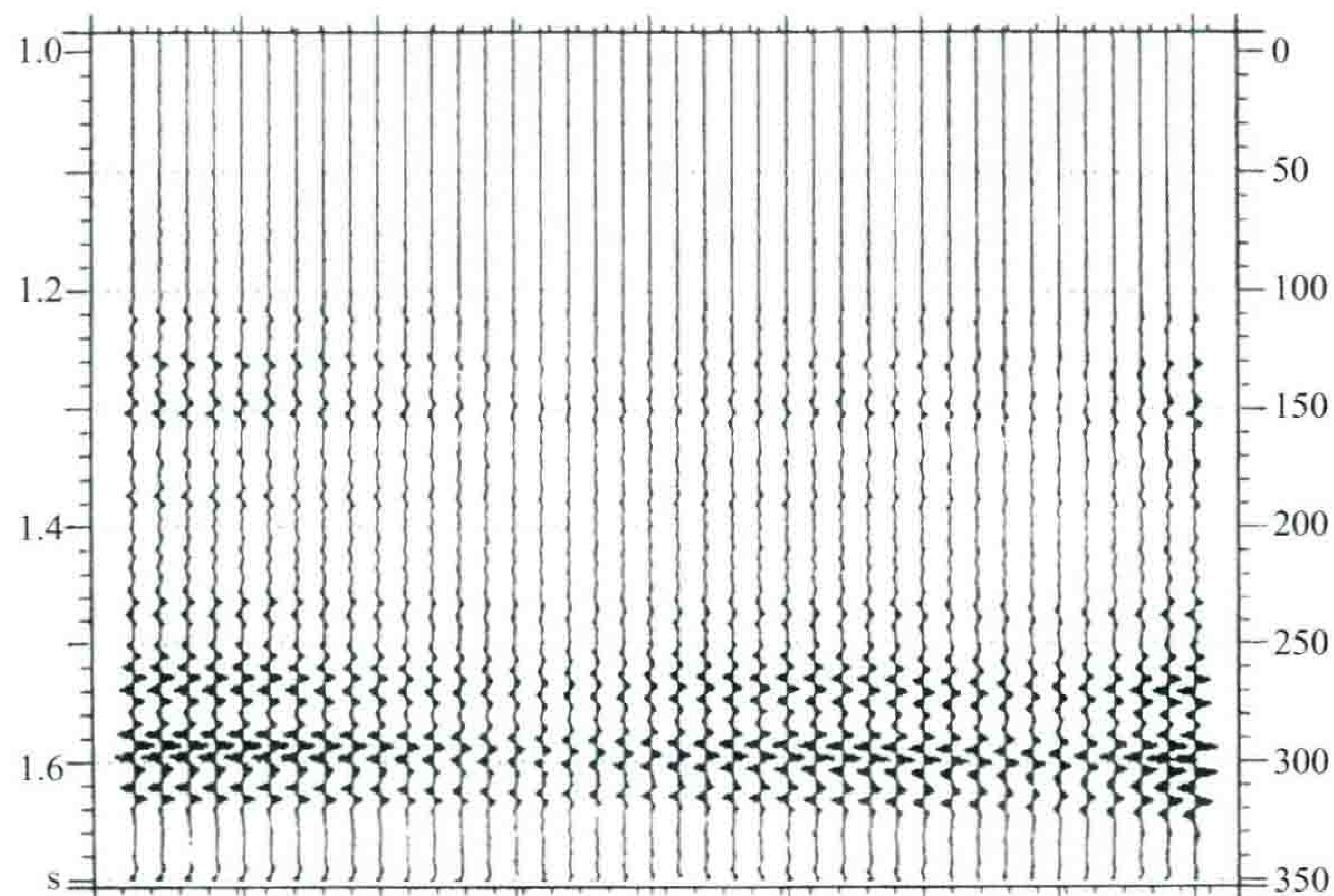


图 7(c)　拟合误差剖面

图 7(c)为拟合误差剖面。此剖面上部误差很小;1.5 s开始动校误差超过半周期时,拟合误差变大。

(四)纯多次波的道集模型

图 8 是一个只含多次波的模型。它的水平叠加结果列于左方第①道;将此道集用剔除拟合法求得 T_0 道曲线为第②道。这两条曲线实际上代表多次波的残余能量。在此例中,剔除拟合 T_0 道的多次波剩余振幅均方根差为 0.0021;而水平叠加为 0.0066,约大 3 倍。显然,剔除拟合法克服多次波的能力优于水平叠加。

因此,海上的资料采用本方法代替水平叠加是极有前途的。

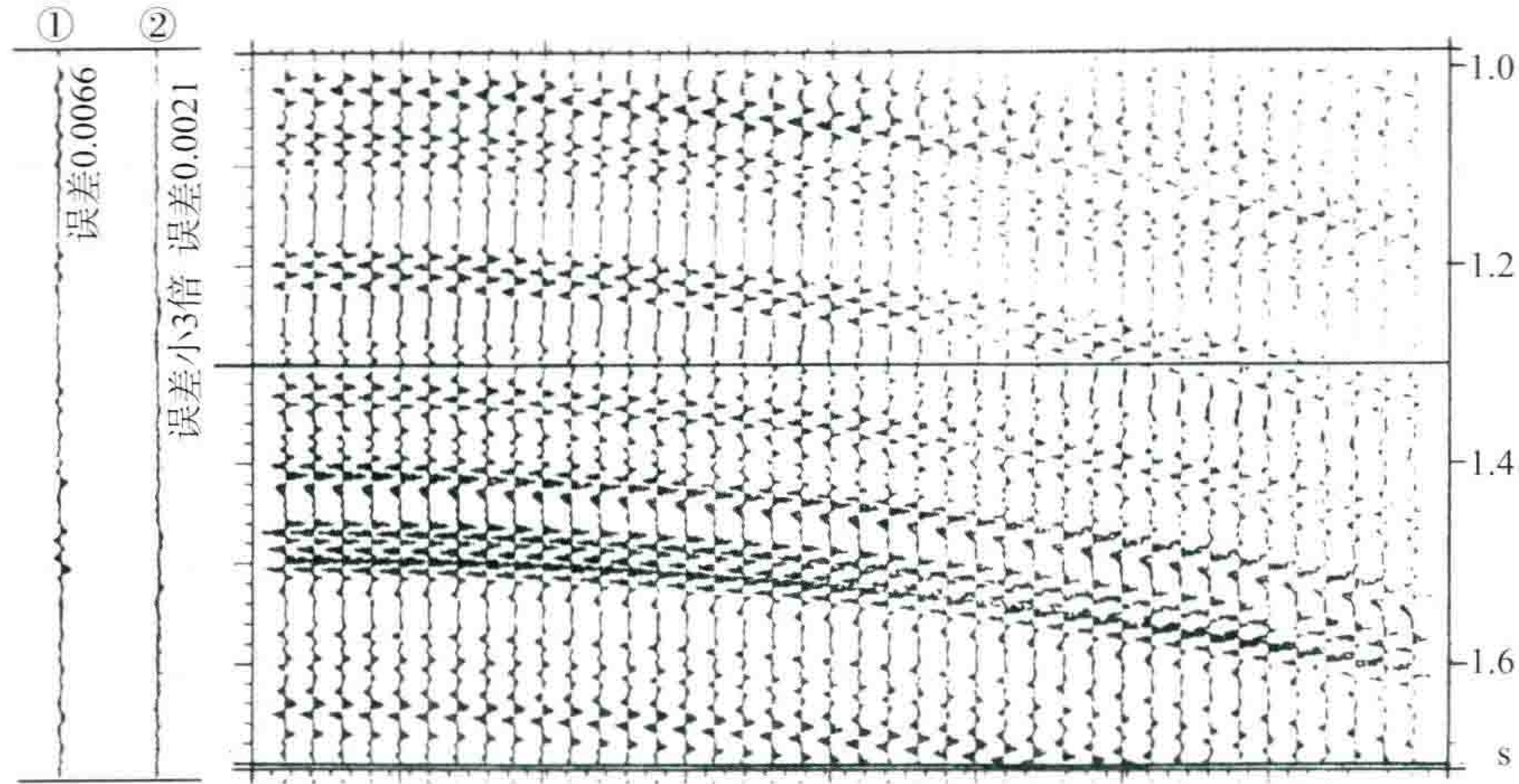


图 8 剔除拟合法与水平叠加法对压制多次波效果比较

图中:① 水平叠加结果;② 剔除拟合结果(强多次波 CDP 道集模型,有动校拉伸现象,没有带偏移距,道间距 50 m,最大炮检距 2.0 km)

六、权系数分析

图 9 展示了简单多项式拟合、水平叠加、最佳加权叠加与剔除拟合法的性能特点。

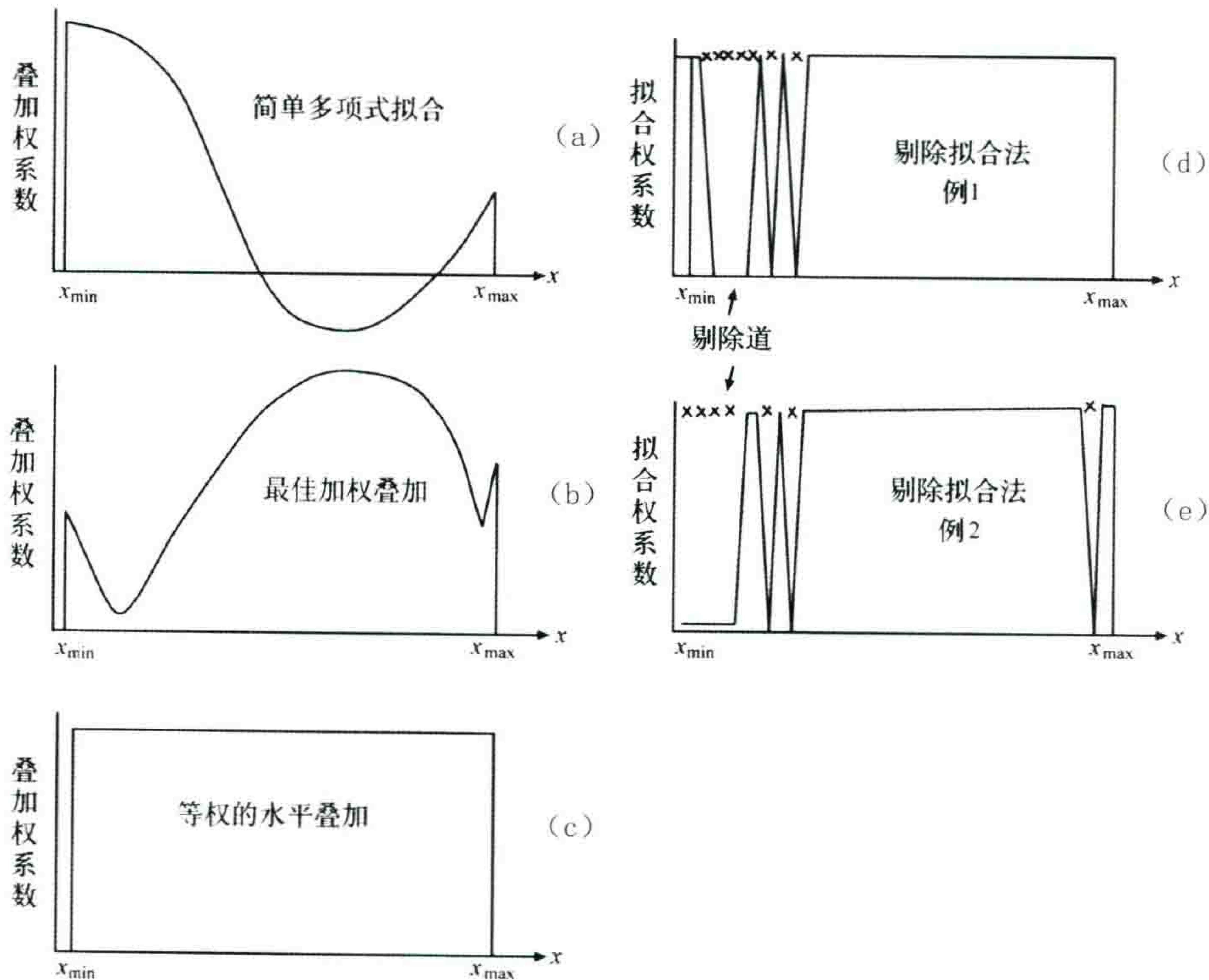


图 9 简单多项式拟合法、最佳加权叠加法、水平叠加及剔除拟合法的权系数比较图

(1) 简单多项式拟合法的叠加权系数以近道为最大,中间权系数变负,到远道又变正。这种权系数对拟合 T_0 道振幅当然是最好的。但它显然无法克服多次波,也不利于克服随机干扰。

(2) 专门为克服多次反射的模块"最佳加权叠加"的权系数恰恰与之相反,它的近道权系数最小,向远道加大,在克服多次波的性能方面是最优越的。但它不能得到 AVO 信息,当存在 AVO 振幅变化的情况下,其叠加结果离开 P 波正入射也会差得很大。

(3) 普通的水平叠加是等权的叠加。因此,它对克服随机干扰最有效,对克服多次波的效果也不错,但遗憾的是,它不能得到合理的 P 波振幅和 AVO 信息。

(4)和(5)是一种示意表示法。由于剔除拟合法并不事先规定剔去哪一道,所以这里只举两个例子。其纵坐标不是叠加权系数,而是拟合权系数。一个道只要不被剔除,它的拟合权系数永远保留为 1。

从图中的形态看,它与最佳加权叠加相似,近道多次波的头部优先被剔除,所以克服多次波较好。此外,强随机干扰的强振幅也可被剔除。剔除 20%道后,它又用多项式拟合,所以保留了 AVO 信息,各方面性能都较好。

七、应用效果

例 1

图 10(a)是一条海上的地震测线 12 次覆盖的水平叠加剖面,道距为 50 m,采用 48 道接收;图 10(b)是经剔除拟合法得到的 P 波剖面,剔除百分比为 20%。显然,剔除拟合 P 波剖面分辨率较高(箭头所示之处)。

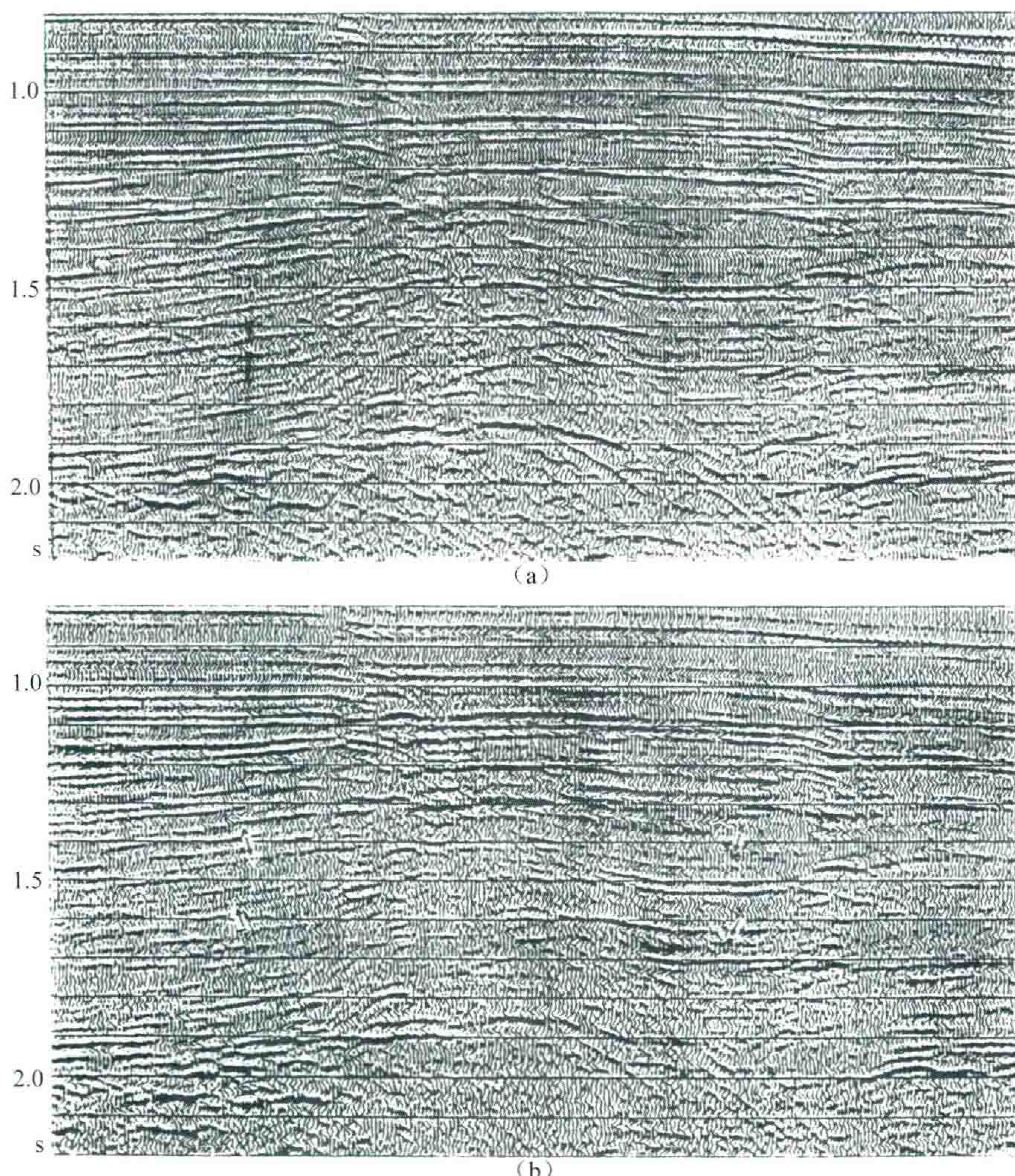


图 10 (a)水平叠加剖面 (b)采用剔除拟合法的 P 波剖面

(海上测线,12 次覆盖)

例 2

图 11(a)是陆上 30 次覆盖测线的水平叠加剖面;图 11(b)是采用剔除拟合的 P 波剖面,剔除百分比为 15%。由图 11(b)可看,分辨率有了显著提高,尤其在 0.5~1.5 s 时窗内,新增加此同相轴(图中△处),视周期普遍变小。

图 11(c)是剔除拟合法所得到的远道剖面。它相当于入射角大致为 15°处的反射强度剖面。图 11(d)是采用简单拟合法(不做道剔除)所求得的 P 波剖面。它的分辨率有所提高,但由于受层间多次波及随机干扰波的影响,在 0.8~1.5 s 间的反射层不够清晰,效果不如剔除拟合法。

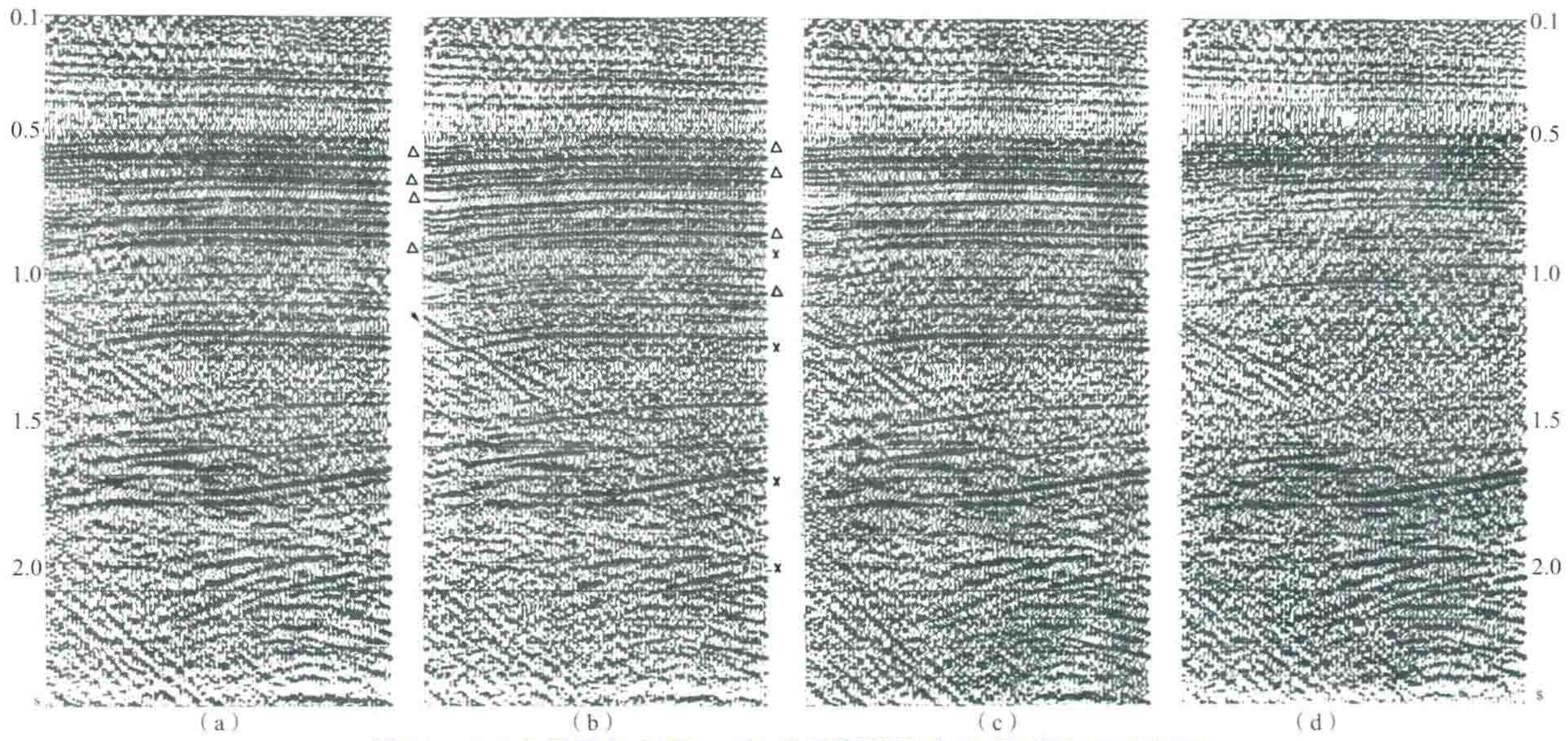


图 11 (a)水平叠加剖面 (b)采用剔除拟合法得到的 P 波剖面
(c)远道剖面 (d)用简单拟合法得到的 P 波剖面
(陆上 30 次覆盖剖面,道距 50 m)

例 3

图 12(a)是新疆塔里木盆地一条测线的水平叠加剖面(30 次覆盖,道距 50 m,60 道接收)。图 12(b)是采用剔除拟合后的 P 波剖面。此例剔除 20%道,且采用道集去噪 50%,明显改善了剖面的信噪比,反射层清晰,深、浅层都有改进,效果很好。

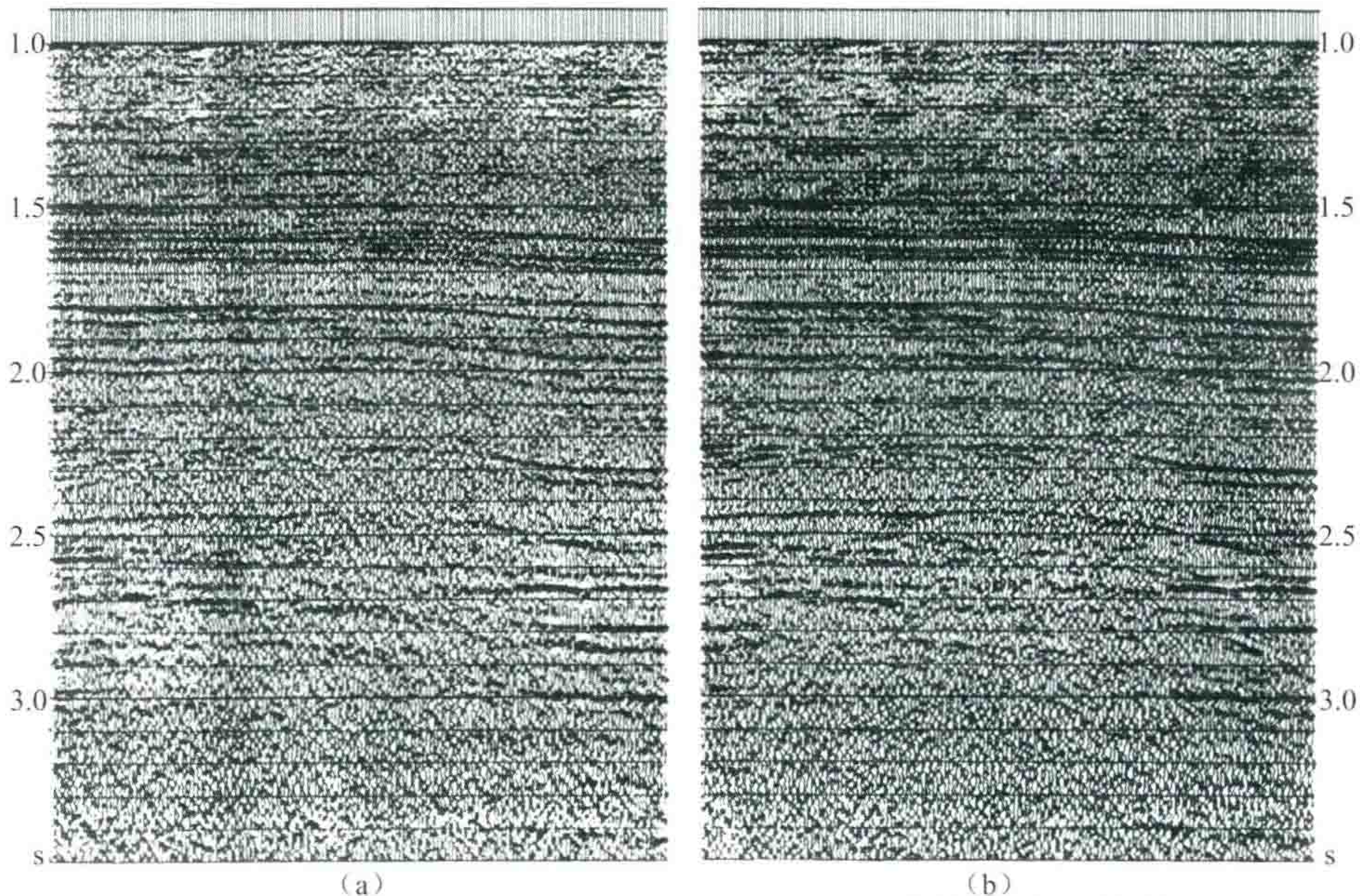


图 12 (a)水平叠加剖面 (b)采用剔除拟合法得到的 T_0 道 P 波剖面
(沙漠地区 30 次覆盖,道距 50 m,60 道接收)

由此说明，该方法对低信噪比地区的资料同样能改善其叠加品质，“道集去噪功能”也发挥了作用。

例 4

图 13(a)是胜利油田 613.5 测线水平叠加剖面，在左方 0.9 s 处有一个亮点，反映上第三系明化镇组的含气砂岩。图 13(b)是采用剔除拟合法求得的 P 波剖面，信噪比和分辨率都有改善，在 0.92 s 含气亮点上方，增加了一个相位。图 13(c)是远道剖面，相当于入射角大致为 15°处的 AVO 反射振幅值。图 13(d)是远近道差值剖面[图 13(c)减图 13(b)]，该剖面在 0.92 s 含气层的位置上可观测到明显的 AVO 异常。

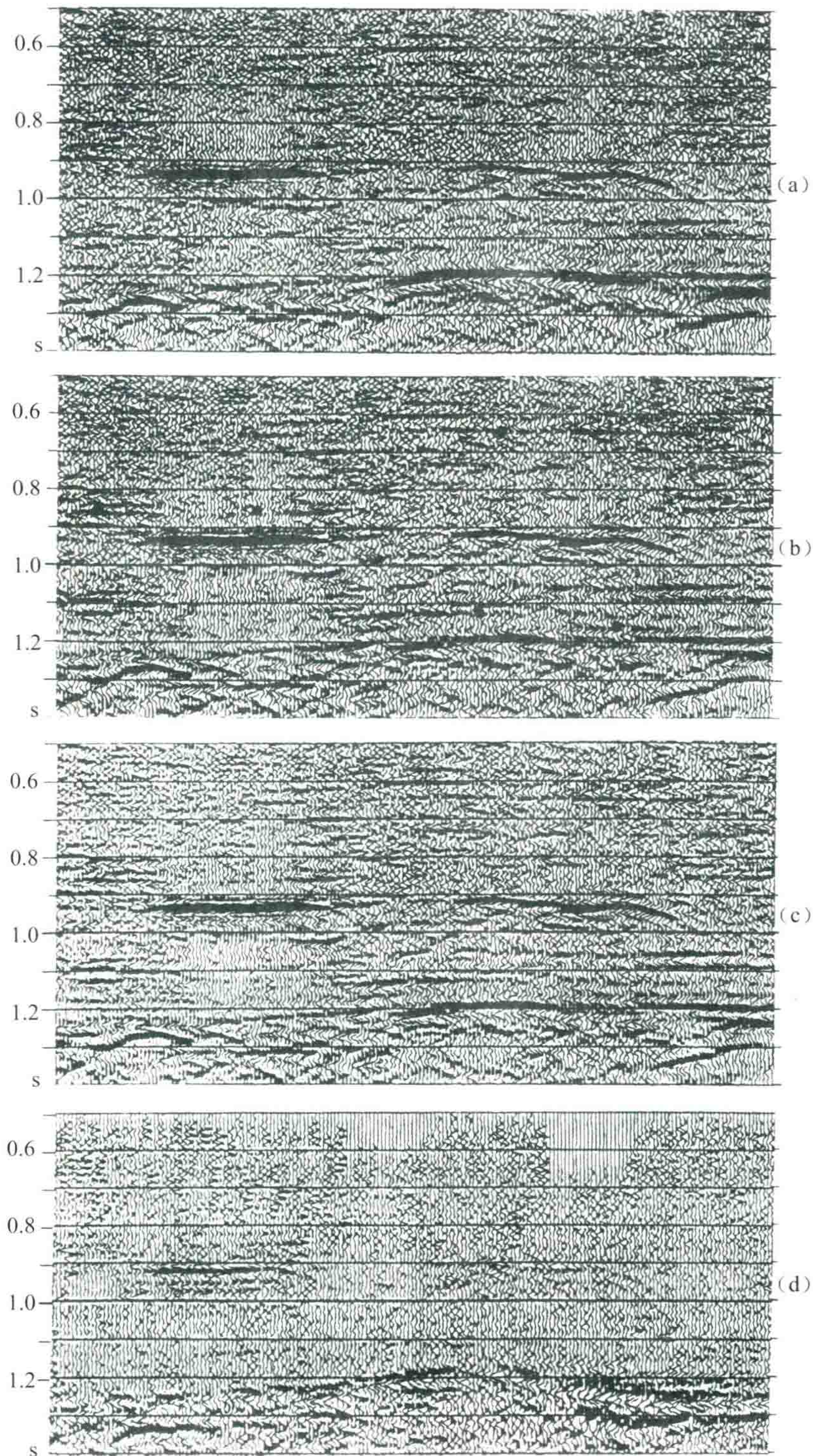


图 13

(a)水平叠加剖面 (b)采用剔除拟合法得到的 T_0 道 P 波剖面

(c)远道剖面 (d)远近值差值剖面

图 14 是图 13 中含气砂岩部分的放大显示。差值剖面能直观地反映这里有 AVO 异常，说明它既是亮点，又有 AVO 异常。

因此，在剔除拟合法的输出剖面中增加一项远近道差值剖面显示，对 AVO 异常做一次普查。当发现异常后，再按 AVO 流程作精细目标处理是很有好处的。

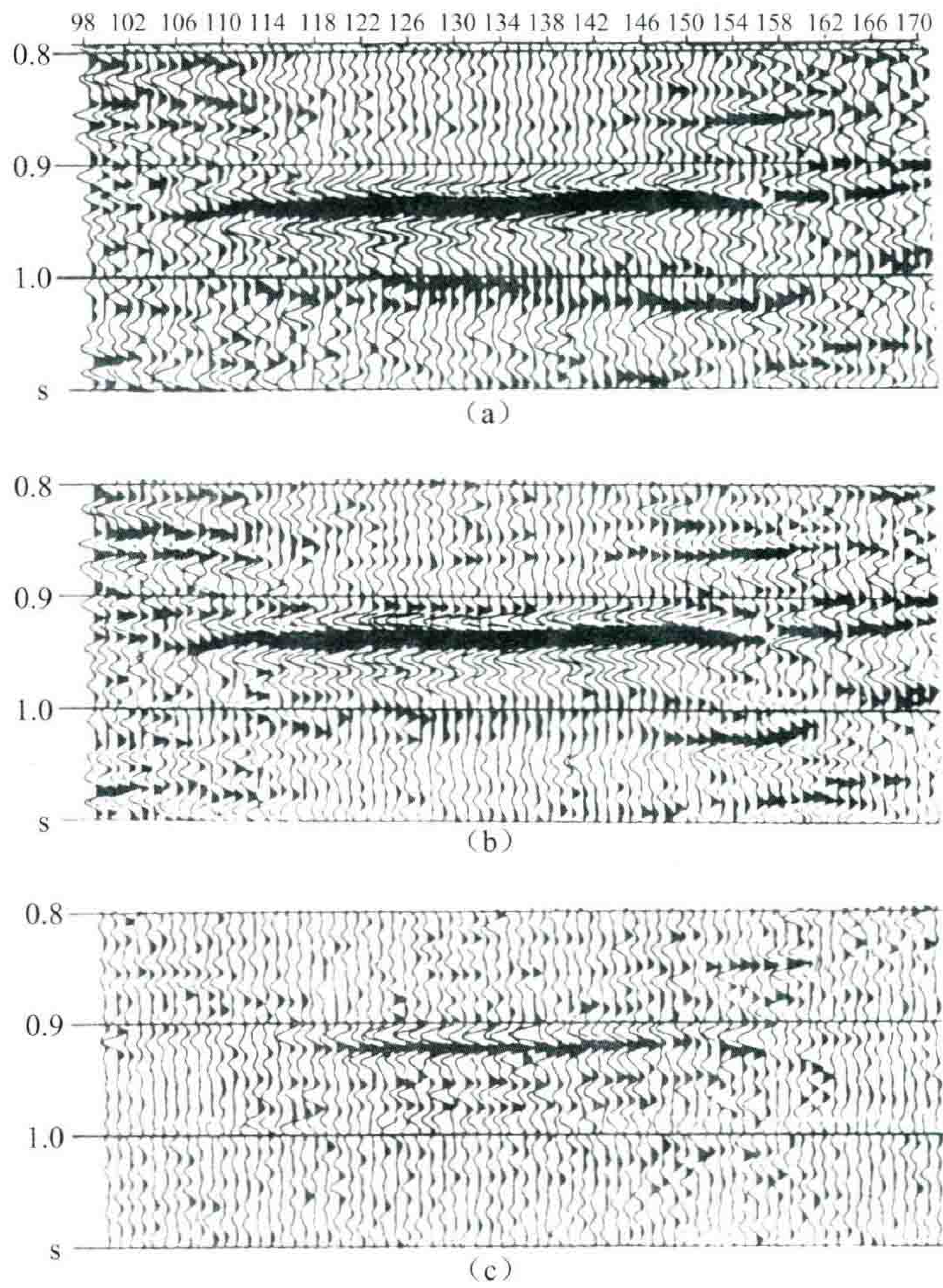


图 14 含气砂岩部分的放大显示

(a)水平叠加 (b)剔除拟合 P 波剖面 (c)远近值差值剖面

表 1 DH 87-W-206 测线浅层叠加速度表

CDP 点号	2102		2142		2182		2222	
T_0 时间(ms)及叠加速度 V(m/s)	T_0	V	T_0	V	T_0	V	T_0	V
	100	1475	100	1475	100	1475	100	1475
	164	1480	164	1485	164	1485	164	1485
	484	1595	516	1505*	548	1520*	512	1605
	868	1805	772	1755	772	1820	900	1840
	996	1870	932	1855	900	1855	1188	1935

注：带 * 号的是错误的速度，产生一个浅层假隆起；后来删去带 * 号的错误速度，隆起消失。

例 5

图 15 是一个动校速度误差的例子。该剖面是东海一条测线的水平叠加剖面[图 15(a)]，在浅层 0.45 s处上第三系地层中有一个隆起构造，其下方 0.7 s 又变平。图 15(b)是经剔除拟合 T_0 道的 P 波剖

面，此剖面上没有隆起显示。以上两图采用相同的叠加速度。那么，问题在哪里呢？结果发现，在0.5 s附近的速度谱能量团由于受海底多次波干扰的影响，选择了不恰当的速度值(如表1中*号所示)，中间两个CDP的速度值选得太小，造成水平叠加剖面中浅层的假隆起。图15(c)是删去不合理的速度值后重做的水平叠加剖面，浅层隆起已不存在了。

由此可见，剔除拟合法的确较少地受动校正速度不准的影响。在某些情况下，可以避免一般水平叠加由叠加速度不准而造成的假象。

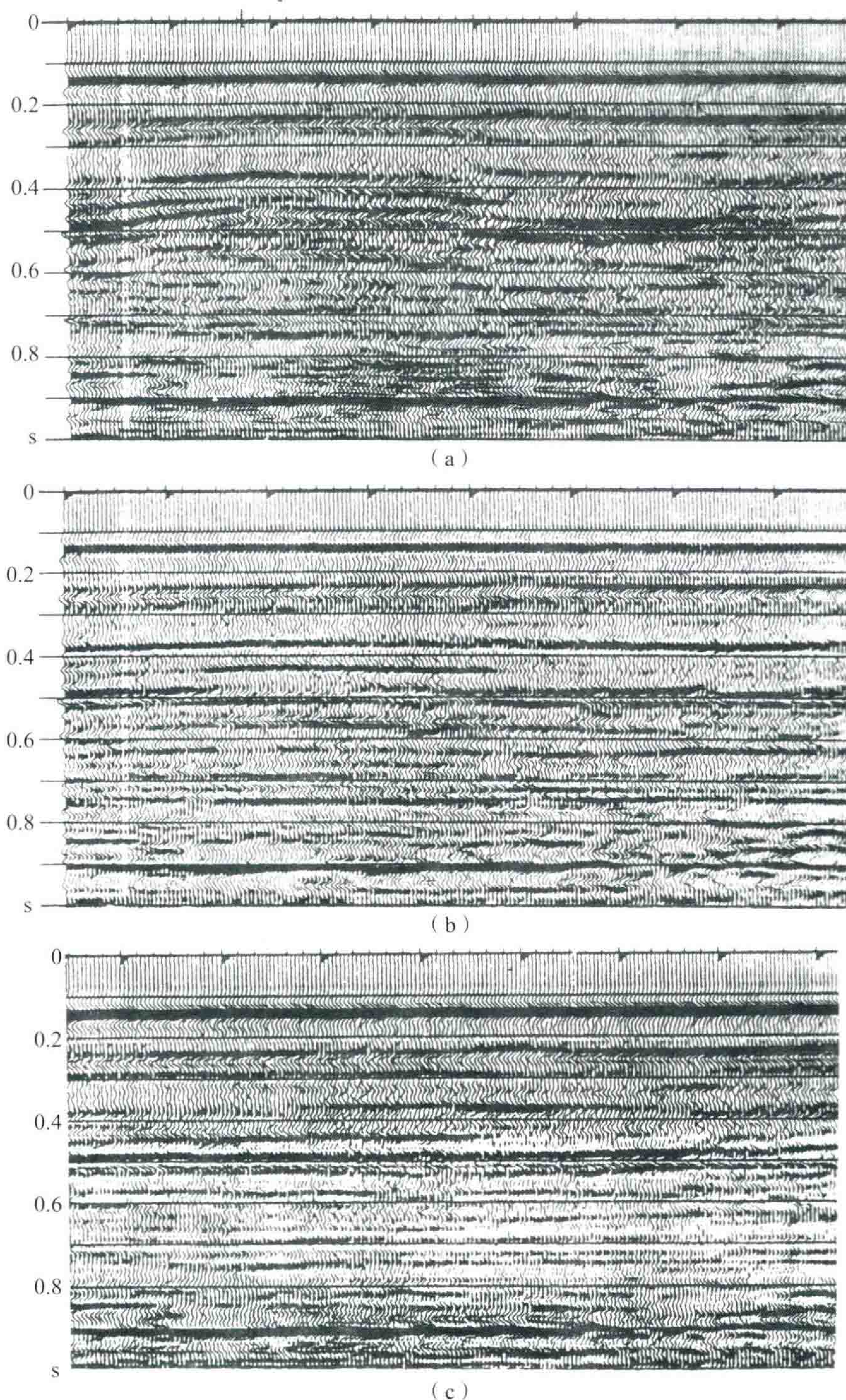


图 15

(a)东海87-w-206测线水平叠加剖面　(b)剔除拟合 P 波剖面

(c)修改了叠加速度后重做的水平叠加剖面　[图(a)与(b)采用完全相同的速度参数]

结论与建议

(1) 剔除拟合法是一种有效的求得纵波正入射 P 波剖面的方法。它采用边剔除边拟合的方法使多次波及随机噪声基本上得到了克服，能拟合出一条不带动校拉伸、不带多次波的 P 波剖面(即自激自收的纵波正入射剖面)。

若在今后用此法取代常规水平叠加，会使波阻抗反演技术得到合理的结果。

(2) 一般的用简单多项式拟合法求 T_0 道或用 AVO 流程求 P 波剖面，都不能解决多次波的干扰难题，水平叠加方法虽然能克服多次反射，却又不能得到合理的 P 波正入射振幅，并且抹杀了 AVO 现象。而 DELFIT 剔除拟合法妥善地解决了这两方面的缺陷，克服了多次波干扰并且保留了 AVO 信息。

(3) 本方法在克服多次波的能力方面比水平叠加强三倍左右，特别适合于处理海上的资料。输出剖面分辨率高，且在动校正速度稍有误差时，并不太影响输出 P 波剖面的精度，这也是难能可贵之处。

(4) 本方法可以输出一种远近道振幅差值剖面，能直观地告诉我们哪里存在着 AVO 异常，进一步指导作 AVO 目标处理。

(5) 由于在道集中增加了去噪功能，所以具有较好的抗噪能力。因而本方法在信噪比较低的剖面上，也能收到比水平叠加更好的效果。

(6) DELFIT 方法计算过程所用的炮检距由道头字中读入，所以对直测线、弯线、变观、甚至三维资料都可以做 DELFIT 处理。

(7) DELFIT 法所用的计算机时不多，与反褶积等模块相比，效率较高。

(8) 采用剔除拟合法的处理效果，已经通过我国陆上及海上十多个地区、三十多条剖面的考核检验。与同流程、同叠加速度的水平叠加剖面相比，有 1/3 的剖面有较大的改进，有 1/3 剖面有较小的改进，另有 1/3 剖面与水平叠加完全相当。愈是排列长，或偏移距大、有多次波及干扰波较强的记录，效果就愈明显。

到目前为止，还尚未发现一条剖面的剔除拟合结果比水平叠加效果差的。因此，笔者认为用剔除拟合代替水平叠加的时机已经成熟，应该在全国，尤其在海上加以推广。

(9) 当前国内外采用各种方法求纵波正入射剖面(P-wave normal incidence)的名词使用缺乏统一性，建议今后统一采用“P 波剖面”一词，较为简单明了。例如，对应于水平叠加剖面，拟合产生的剖面可称为“P 波叠加剖面”(P-wave section)；对应于常规的叠偏剖面可称为“P 波偏移剖面”(P-wave migrated section)。“P 波剖面”可以代替“纵波正入射剖面”的含义。

感谢物探局研究院舒德新和畅春香协助完成程序调试及实际资料的处理工作。

参考文献

[1] 俞寿朋. 地震信号的多项式拟合在偏移前资料处理中的应用[J]. 物探科技通报，1988，6(1)：6—18.

[2] 蔡希玲，俞寿朋. 振幅保真无拉伸叠加[J]. 物探科技通报，1988，6(2)：11—18.

[3] 钟森，陈广思. Radon 变换在提取地震反射信号和压制干扰中的应用[J]. 石油地球物理勘探，1989，24(4)：367—380.

[4] 周锦明. 利用 AVO 原理拟合零炮检距道反射记录[J]. 石油地球物理勘探，1993，28(6)：729—736.

[5] 李庆忠. 地震信号内插与噪音剔除[J]. 地球物理学报，1987，30(5)：514—530.

[6] 田树人，李庆忠. 一维空间域噪音剔除法及应用[J]. 石油地球物理勘探，1991，26(2)：239—253.

[7] Western Atlas international. Paraboric Radon transformation filtering[R]. 西方地球物理公司技术报告，1991.

文章编号 205-2

剔除拟合 DELFIT 程序详细说明



1992 年我编写的“用剔除拟合法求纵波正入射剖面”程序 DELFIT 开始编译安装到 GRISYS 地震资料处理程序包里。现在已经安装到东方公司 GeoEast 系统软件中。

此文是我写的 DELFIT 程序的技术说明。内容包括原理，参数意义的说明，后面附有三个小节，提供了今后有用的公式及 AVO 参数的互相转换方法。

水平叠加技术在地震勘探的发展历史上起过十分重要而积极的作用。但随着时间的推移，人们愈来愈感觉到它存在着的一系列缺陷。例如：动校拉伸作用会使水平叠加引起高频信息的损失。当存在 AVO 变化时，水平叠加给出错误的振幅值。

此外，水平叠加的结果其实并不相当于垂直正入射的自激自收 T_0 道数据。因此不适合于使用递推公式反求波阻抗。

本文介绍一种称为“剔除拟合法”的方法，它能够克服多次波并且能保留 AVO 现象，可以获得拟合 T_0 道 P 波剖面和 AVO 参数。

本方法要求输入经过动校正，将有效波拉平后的 CDP 道集。它采用一边剔除一边拟合的方法，使多次波及随机噪声基本上得到克服。可以拟合出不带动校拉伸、不带多次波的 P 波剖面[即自激自收(零炮检距)的纵波正入射剖面]。

剔除拟合法的另一个优越性还在于它不怕动校正速度的微小误差。当双曲线没有拉平时，剔除拟合法对此并不敏感，照样能拟合出分辨率较高的 T_0 道剖面来。

因此，它是极有前途的，是一种取代水平叠加的处理技术。

一、技术难点及特点

(一) 克服多次波的头部影响

DELFIT 的原理是：先将 CDP 道集用一次波的速度做动校正，将其拉平。此时多次波就接近为下弯的抛物线了。顺着横的方向，按同一 T_0 时刻采样后，这些样点上的振幅值，对有效波来说近似地为：

$$振幅\ A=P+Q\times X^2 \tag{1}$$

式中，X 为炮检距，P 即为 T_0 道的振幅值，Q 可称为抛物线的曲率。

【注】一般用角道集做 AVO 计算的两个参数是 P 和 G。P 称截距，它就是公式(1)中的 P，而后者 G

称梯度。我们的计算 P 和 Q 不需要抽角道集。

如果按公式(1)，用最小二乘方法做抛物线拟合，那么就是俞寿朋同志所提出的多项式拟合方法。

我的方法是：在拟合过程中增加一种对大误差样点的剔除手段。

很明显，如果一次波的振幅值接近为公式(1)的一条抛物线，那么多次波就是附加在这条抛物线上的一些多余的波形。这些多余的波形离开公式(1)的误差就很大。只要把这些大误差的点子剔除，不让它们参与拟合，就能得到很少受多次波影响的拟合 P 值及 Q 值。

由于多次波是接近为骑在抛物线上的一个额外附加波形，它在小炮检距处有着较密集的、较强的能量。所以剔除中的关键在于加权优先去掉小炮检距处的大误差的点子。

为解决此问题，我们采用了两种手段：

(1) 优先剔除小炮检距处的大误差点子。

采用对各道误差加权放大的办法。若炮检距为 X 处的误差为 E_X，则

加权误差

$$E_{WX}=W_X\cdot E_X \tag{2}$$

其中权系数

$$W_X=1+A\times e^{[-B\times(X/X_{max})]} \tag{3}$$

A 及 B 为两个正的常数：$A=3\sim6$，$B=3\sim4$。

这权系数是一个钟形函数，最小值在 $X=0$ 处为 $A+1$，

到 $X/X_{max}=1/B$ 处降为 $1+A/e$，$e=2.71828$ 在最大炮检距 X_{max} 附近接近为 1。

这样近炮检距处的大误差点子便优先被剔除，这是第一个关键。

(2) 围绕中值或均值计算各道误差 E_X。

如果一上来就根据拟合 P 及 Q 计算误差 E_X，则在强多次波位于小炮检距头部时，错误拟合的 P 及 Q 值会导致错误的剔除。

所以我们应该先求取所有道的中值或均值 A_{st}(后者就是水平叠加的振幅值)，然后计算各道的振幅与均值之差，把它当作误差 E_X。

再用公式(2)得加权后的误差 E_{wx}，于是再选最大的误差点子，加以剔除，就会更好。

(二) 掌握剔除道的合理百分比

如果剔除道百分比过于小了就不起作用，与简单多项式拟合一样了。而剔除百分比太大了，剩下来的道数太少，拟合 P 与 Q 也会不准。所以，通过试验，我们认为剔除百分比应以 15%～25% 为相宜。(多次波强时用 20%，弱时用 15%，偏移距 X_{min} 大时也可少用一些。)

现在的程序中，我采用围绕均值的剔除方法，并且采用一次剔完。剔除之前不作抛物线拟合，剔完后再作拟合，这样可以提高效率，而且效果也最佳。

1992 年 8 月又修改了 DELFIT 生产程序，增加了如下功能。

(三) 增加在 CDP 道集中的去噪功能

这是我过去发表在《地球物理学报》1987 年 9 月(第 30 卷第 5 期)的文章《地震信号内插与噪音剔除》里所采用的技术(或参考《石油地球物理勘探》杂志 1991 年第二期)。由于在动校后的 CDP 道集中，有效波已基本上拉平，所以可以采用去噪能力最强的 HR.11 算子。它有很好的高通检噪性能，在波数域中，−6分贝的通频带位于 0.14 个折叠波数，算子长度只有 11 个点。计算工作量少，而且褶积时“边缘效应”较小。在 CDP 道集中，每次按同一 T_0 时刻输入一排按道序(空间域)采样的数据后，就用检噪算子与之做褶积，其结果就是一些高频(高波数)的噪声。于是从原来的数值中，以一定的百分比 DCN，减去这个噪声模型。

加上了这个道集中去噪功能后，一般可以使剔除拟合的效果更好些。

（四）增加了一种 X^4 项的拟合功能

即可令振幅 $A=P+QX^2+RX^4$ (4)

采用这个公式可以更精确地逼近 ZOEPPLITZ 公式。

如果你输入数据满足下列三个条件时，就应该采用 X^4 项。

① 入射角大于 30°时；

② 有很高的信噪比；

③ 数据内没有明显的多次波。

此时采用 X^4 公式更精确。

反之，在入射角小于 30°时，一般 X^2 就足够了。

此外，如果数据内有明显的多次波（如海上资料），或者有强干扰波，若采用 X^4 项，则拟合过程中会由于多次波的参与，使 P、Q、R 三个参数算得更不准。

因此，在存在多次波的情况下，还不如只采用 X^2 项为好。干扰波较强时，也最好只用 X^2 项。

我们有例子表示采用 X^4 项拟合过程中由于多次波及强干扰波的参与，造成拟合错误。

（五）增加输出道滤波功能

因为本程序在 CDP 道集中从上到下每个 T_0 值样点集里，你所剔除的大误差道的道号是不固定的，这就有可能造成时间域输出波形上下样点之间，有微弱的高频抖动。

为了克服这个问题。我设计了 6 个 151 个点子的滤波算子。它们都是既滤低频 0～5 Hz，又滤高频的（接近为去假频滤波器，所以没有多大害处）。用它拿来抹平高频抖动及低频分量。

以采样率为 2 ms 为例，它们的高截频（6 分贝值）如下：

① fc151　高截频 146 Hz——比去假频器的还要高，它滤去的是 146～250 Hz，这是必须的。所以 KF=0 时还是用它。

② fb151　高截频 130 Hz　KF=1 时用它。

③ fd151　高截频 110 Hz　KF=2 时用它。

④ fe151　高截频 100 Hz　KF=3 时用它。

⑤ ff151　高截频 90 Hz　KF=4 时用它。

⑥ fg151　高截频 80 Hz　KF=5 时用它。

上列高截频在采样率为 4 ms 时，则取其一半，除 2。若采样率为 1 ms 时，则须增加一倍，即乘 2。

我们推荐在采样率 dT=1 ms 时，使用 KF=5（即保留 160 Hz）。

当 dT=2 ms 时，用 KF=3（保留 100 Hz），而当 dT=4 ms 时，采用 KF=1，即保留 65 Hz。

（六）远道剖面的定义及含义

为了表达剖面中的 AVO 现象，其实不需要输出每一个 CDP 的 AVO 道集。因为既然已经假设振幅可以用公式（1）或（4）的多项式表达，那么，只要显示一个 T_0 道剖面和另一个远道剖面 FAR 就足以表明 AVO 的情况了。当然，另外一个办法是输出一条 FAR-T_0 差值剖面，也足以表达振幅随炮检距变化的总趋了。FAR-T_0 相当于远道增量。

我们试验开始时，让用户填参数输入你所需要显示的远道的炮检距 X_{far}。但实际发现 X_{far} 太大时，往往造成远道剖面振幅太强，甚至夸大了 AVO 现象。例如 3000 m 的排列，如果令 $X_{far}=2000$ m，则在 0.5～1.0 s 之处，2000 m 炮检距处的反射波入射角相当于 45°～63°。如果 X_{far} 太小，则对浅层合适，而深层入射角太小了。

为解决此问题我们采用 X_{far} 随埋藏深度而变的办法。即令 X_{far} 正比于 T_0 时间。

如：X_{far}（千米为单位）$=C\times T_0$（秒为单位）。

这样，当常数 C=1 时，在 T_0 等于 1.0 *s* 之处 $X_{far}=1$ 千米，此时入射角大致相当于 25°～30°（考虑了速度随深度而增长的情况）。

实际上我们采用常数 C=0.5，即大致反映入射角为 13°～15°的情况。

这样做了之后输出剖面的振幅就比较稳定，而我们的远道剖面 *FAR* 的含义就变成大致固定入射角为 15°的输出剖面。

作为定性分析判断有无 *AVO* 异常来说，这种远道 *FAR* 剖面及 *FAR*-T_0 差值剖面是很能说明问题的：即如果有亮点或暗点存在，都会在差值剖面上出现振幅的剧烈增强，这对我国东部地区（中、深层）含油气后多半形成暗点的情况是极为有益的（亮点剖面在这里不好用）。差值剖面上发现强振幅后，再检查 T_0 剖面与 *FAR* 剖面，如果那里发现它们二者是极性相反，则是暗点无疑；如果极性相同，则是亮点无疑。

如果你不满足于定性分析，那么可以按照附录 3 的方法，由本程序所求得之 *P*、*Q*、*R* 值，直接换算成角道集 AVO 流程中的 *P* 及梯度 *G*。而有了 *P* 与 *G*，就可以计算出拟泊松比剖面及拟横波波剖面等来。

作为本程序今后的改进方向，我认为最好今后输入均方根速度随 T_0 变化的数据列表，然后，由本程序作高保真动校正，同时计算反射层深度 *Z* 及入射角 θ（附录 3 提供了三种计算入射角的办法），确定出 *P* 及 *G*，并直接提供通常 AVO 流程的各种属性加工剖面来。

这样做以后，输入数据就只要一般的未做动校正之前的 CDP 道集就行了。

二、程序对输入数据的要求

覆盖次数大于 10 次（小于 10 次时，程序自动用水平叠加代替剔除拟合）。

本程序的输入数据是做过动校正后的 CDP 道集数据。这可以由现有的 STACK 程序中对动校后的道集记一次带，作为本程序的输入。此时，一次波被拉平。然后，按 CDP 道集文件，一个个做剔除拟合。每一个 CDP 输出一道拟合 *P* 波波形。

今后若能改为输入一般动校正前的 CDP 道集，并在地层有倾角的情况下，能够用 DMO 后的道集作输入，然后在此程序内做高保真动校正，再转入剔除拟合，则将更加合理。

在每一个 CDP 道集数据进来的同时，要从道头字里读出每一道的炮检距，并记在一个数组 SR 中，并传到子程序中。在我的程序中炮检距的单位用的是千米，所以对 SR 中的数要除以 1000.0。

因为每个炮检距从道头字中读出，所以本程序可以针对中间发炮，不对称中间发炮，单边发炮，甚至弯曲测线，都可以处理。对三维地震资料，在同一个 BIN 地下面元中的道集也可以用它来处理。

对每一个输入道集，如果其中有坏道或者碰到切除段，程序本身可以对它们跳过不计。此外，当道集中有效道小于 5 道时，程序自动用水平叠加代替剔除拟合。

三、如何根据剖面处理的目标选择处理流程

(1) 如果处理的最终目标是做 AVO 研究时，你就应该将全部处理流程按 AVO 的要求来做，尽量保持相对的真振幅。

本程序仅仅是起到求得拟合 *P*、*Q*、*R* 值。有了这些值，你就可以恢复获得一个保留 AVO 现象的道集。

甚至可以按照附录 3 从 *P*、*Q*、*R* 值直接推算纵波 *P* 剖面，拟横波 *S* 剖面，泊松比剖面，烃类检测剖面等。

(2) 如果你的最终目标是出高分辨率剖面或者最后要做波阻抗反演，那么，你要对输入数据做好静校

正(例如采用两次自动静校正或地表一致性相位校正),并且最好在叠加前做共炮检距剖面内(可先作相邻3～4道部分叠合,以减少工作量)的 *F-X* 域预测压制随机噪声模块 RNA,VIZIR,ENHANCE,用以克服随机噪声;再加做统计多道反褶积进一步展宽频谱;然后抽道集,动校;最后用本程序做剔除拟合。此时主要目的是要求得到高分辨率的 *P* 波剖面,并作波阻抗反演。

(3) 如果是常规的处理,那么目的只是用本程序取代通常的水平叠加。其他流程就不用改变了,输出剖面也只要 *P* 波就够了。

要注意在使用本程序之前(或程序中)不要使用单道的 AGC 增益。因为单道的 AGC 增益改变了道与道之间的振幅关系,会使得后来的拟合 *P* 及 *Q* 产生假象。

如果想在叠加前压一下面波,采用高通滤波(6 或 8 Hz)是可以的,但不要做 AGC 增益,而球面扩散校正是必要的。

四、GRISYS 程序处理参数卡片填写说明

此程序需要用户输入处理参数,有卡片名"DLFC"一张:

内容如下:

第 1～5 列　卡片名　DLFC

第 6～15 列　TBG　处理的起始 T_0 时间

(毫秒为单位)

第 16～20 列　TED　处理的终了 T_0 时间。

第 21～25 列　X_{max}　最大炮检距。

(米为单位,输入后化为千米)。

这个 X_{max} 是指正常 CDP 道集中的最大炮检距。

第 26～30 列:DCN 道集中去噪的剔除系数。

[说明]加上了这个道集中去噪功能后,一般可以使剔除拟合的效果更好些。这是用 HR.11 检噪算子,检得噪声模型后,再从原始道集中减去它的一个百分比(系数)。当 DCN=0.0 或空缺时,就是不做去噪处理。

一般采用 DCN=50.0%,这对随机干扰及高波数的多次波(剩余时差大于 2 个视周期者)都是可以起到一定的削弱作用的。

当道集内有特强的空间域大跳脉冲(道间不相干的)强干扰的时候,例如强声波(或强面波),可将 DCN 定义为 90.0%,以便较彻底地减去、剔除它。

第 31～35 列:K24 拟合公式采用 X^2 还是 X^4。

四次方公式:振幅 $A=P+QX^2+RX^4$,

当 $K24=2$ 或 0(空着缺省时),就采用 X^2 公式,

当 $K24=4$ 时,就采用 X^4 次项公式。

在入射角小于 30°时,一般 X^2 就足够了。当存在多次波的情况下,或干扰波较强时,千万不要采用 X^4 项。

[注解]原来 31～35 列的 NF　覆盖次数　不用输入了。它可以从道头字中读出,获得 CDP 道集中的最多道数。

原来第 31～35 列　NF　覆盖次数,(指正常 CDP 道集中的覆盖次数)。变观时采用平均覆盖次数。

第 36～40 列　DPC　拟合时剔除道数的百分比。

一般使用 15.0%或 20.0%。

第 41～45 列 KF 滤波选择，4 ms 采样时用 1，
2 ms 时用 3，1 ms 时用 5。

第 46～50 列 KOS ——输出水平叠加剖面。
填写 1 时有输出，写 0 或空白时无输出。

第 51～55 列 KOP——输出拟合 T_0，P 波剖面。
写 1 时有输出。

第 56～60 列 KOF——输出最远道剖面。
写 1 时有输出。

第 61～65 列 KOD——输出差值 FAR-T_0 剖面。
写 1 时有输出，写 0 或空白时无输出。

五、用剔除拟合法求纵波正入射剖面 DELFIT——有 3 个附录，如下：

附录 1：最小二乘法求 P 及 Q 的公式

如果振幅 $Yi=P+Q\times Xi^2$，其中 $i=1,2,3,4,\cdots,N$，　(1)

则误差目标函数：

$$F=\sum[(P+Q\times Xi^2)-Yi]^2 \tag{2}$$

令 F 为最小，则必须：$\delta F/\delta P=0$ 及 $\delta F/\delta Q=0$

$$\delta F/\delta P=2\sum[(P+Q\times Xi^2)\times Yi]=0$$

则有 $P=(1/N)\times[\sum Yi-Q\times\sum Xi^2]$　(3)

$$\delta F/\delta Q=2\sum[(P+Q\times Xi^2)\times Yi]\times Xi^2=0$$

于是 $Q=\{\sum Xi^2\times Yi-P\times\sum Xi^2\}/\sum Xi^4$　(4)

将(3)代入(4)解 Q 得：

$$Q=\frac{\sum Xi^2\cdot Yi-(1/N)\times\sum Xi^2\times\sum Yi}{\sum Xi^4-(1/N)\times\sum Xi^2\times\sum Xi^2} \tag{5}$$

有了 Q，再由(3)式可求得 P。

附录 2：带 X^4 的拟合公式及其最小二乘解

振幅　$Yi=P+QXi^2+RXi^4$　(6)

目标函数　$F=\sum(P+QXi^2+RXi^4-Yi)^2$　(7)

令 $F\to min$，微分之，有下列三式：

$\delta F/\delta P,\delta F/\delta Q,\delta F/\delta R=0$，即有：

$$\begin{aligned}&N\times P+Q\times\sum Xi^2+R\times\sum Xi^4=\sum Yi,\\&P\times\sum Xi^2+Q\times\sum Xi^4+R\times\sum Xi^6=\sum Xi^2Yi,\\&P\times\sum Xi^4+Q\times\sum Xi^6+R\times\sum Xi^8=\sum Xi^4Yi\end{aligned} \tag{8}$$

将 $\sum Xi^2$ 改写为 $SX2$；$\sum Xi^4Yi$ 改写为 $SX4Y$……

即可简化为下式：

$$\begin{vmatrix}N & SX2 & SX4\\ SX2 & SX4 & SX6\\ SX4 & SX6 & SX8\end{vmatrix}\times\begin{vmatrix}P\\Q\\R\end{vmatrix}=\begin{vmatrix}SY\\SX2Y\\SX4Y\end{vmatrix} \tag{9}$$

有判别式　Determinant D：

$D=N\times SX4\times SX8+2\times SX2\times SX4\times SX6-(SX4)^3-(SX2)^2\times SX8-(SX6)^2\times N$ (10)

$P=[SY\times SX4\times SX8+SX2\times SX6\times SX4Y+SX4\times SX6\times SX2Y-(SX4)^2\times SX4Y-(SX6)^2\times SY-SX2\times SX8\times SX2Y]/D$ (11)

$Q=[N\times SX2Y\times SX8+SY\times SX6\times SX4+SX4\times SX2\times SX4Y-(SX4)^2\times SX2Y-SX2\times SX8\times SY-N\times SX6\times SX4Y]/D$ (12)

$R=[N\times SX4\times SX4Y+SX2\times SX4\times SX2Y+SY\times SX2\times SX6-(SX4)^2\times SY-(SX2)^2\times SX4Y-N\times SX6\times SX2Y]/D$ (13)

解毕！

附录3：关于将P、Q转换成P（截距）、G（梯度）参数的方法及公式

常规的AVO处理中，输入为角道集，而我们是用的按炮检距排列的道集。

常规的AVO从Shuey公式出发，即

振幅 $A=P+G\times\sin^2\theta$ (14)

其中 P 和我们的一样，它是代表纵波正入射的反射强度。

G 称为拟合AVO梯度值，θ 为入射角。而我们的拟合公式是：

$$A=P+Q\times X^2 \quad (15)$$

我们只用了炮检距 X，没有去计算入射角 θ。所以，如果想要推算拟横波及泊松比剖面，则需要将我们所获得的 P 与 Q，换算成 P 与 G。这种换算需要知道各 CDP 点上的速度随时变化的规律。

下面介绍将 P、Q 转换成 P（截距）、G（梯度）参数的三种方法：

（1）在均匀介质直射线假设的情况下，入射角与炮检距的关系十分简单。

$$\sin\theta=X/(4Z^2+X^2)^{1/2} \quad (16)$$

当地层倾角接近水平时，有

埋藏深度　$Z=(1/2)\times VT_0$ (17)

T_0 为双程反射时间，V 为平均速度（或近似为均方根速度 V_{rms}）。

因此有：

$$\sin^2\theta=X^2/(V^2T_0^{\ 2}+X^2) \quad (18)$$

又由于 $Q\times X^2=G\times\sin^2\theta$ (19)

所以 $G=Q\times(V^2T_0^{\ 2}+X^2)$ (20)

用此公式可以从 Q 推算出 G。于是也可以推算出AVO流程的各种剖面来。

（2）按曲射线计算的方法。

以上均匀介质直射线假设与实际地层的弯曲射线的结果相比较，其误差很大。例如对于埋深为2 km的水平反射层，3000 m的排列长度，当 $V_0=1800$ m/s，$\beta=0.3$ km/h，直射线的最大炮检距处入射角为37°，而按曲射线计算入射角为47°，误差可达10°。

因此最好使用用曲射线的入射角计算方法：

令速度为垂向线性增长的形式，即：

$$V=V_0(1+\beta\times Z) \quad (21)$$

β 为垂向增长梯度，V_0 为地表初始速度。于是有：

$$\tan\theta=\frac{Z\times X+X\times\beta^{-1}}{Z^2+2Z\times\beta^{-1}-0.25\times X^2} \quad (22)$$

又因为 $\sin^2\theta=\tan^2\theta/(1+\tan^2\theta)$ (23)

所以 $G=Q\times X^2\times(1+\tan^2\theta)/\tan^2\theta$ (24)

再用公式(22)代入，即可由 Q 推算 G。

这种曲射线方法比直射线合理。

(3) 根据均方根速度及层速度推算的方法。

还有第三种方法更为方便，即直接根据均方根速度及层速度推算入射角的方法：

$$\sin^2\theta' = (V_{int}/V_{rms})^2 \times \sin^2\theta \tag{25}$$

其中 θ 为按直射线用均方根速度，由公式(18)推算的入射角。V_{int} 是层速度，而 θ' 是改正后的入射角。用此改正后的入射角 θ' 再代入公式(19)，就可以用 Q 推算出 G 来。

文章编号 205-3

剔除拟合在 CRP 道集上的应用





剔除拟合的思路是:由于噪声往往是一个非平稳的过程。如果对一个数据进行 20 次测定,这 20 次测定都带有误差,研究这个误差的过程,必然不是一个简单的高斯分布,而且它还含有野值。这种情况,最好的办法也是最公平的办法是文艺界使用的评分方法:“去掉一个最高分,去掉一个最低分”,然后再取其平均值。

在水平叠加的过程中,我们的共中心点道集数据有一个特点:就是振幅可以简单地表达为 $A=P+Q\times X^2$,其中 P 是截距,Q 是抛物线的弯曲度,X 是炮检距(不需角道集)。

去掉约 10%最高分最低分后,我们还不直接求平均值,而是用以上公式,以最小二乘的方法,拟合出 P 及 Q 来。

P 剖面具有较高的分辨率,并且具有抗干扰能力。Q 可以帮助我们研究 AVO 现象。

在当前的“叠前偏移技术”中,我们把 CRP 道集作为输入,此方法也可以获得更好的效果。

前　言

我的剔除拟合法求 T_0 道剖面程序 DELFIT(Deleting Fitting,即一边剔除一边拟合的意思)过去主要用在水平叠加时提高信噪比,改善分辨率,保留 AVO 信息之用。

在当今普遍实行叠前时间偏移的流程中,我们发现该技术还可以使用在对 CRP 道集做剔除拟合,取代普通 CRP 叠加。也可取得提高信噪比,改善分辨率,保留 AVO 信息之用。

一、试验项目

2012 年我委托我们研究院王君对我的 DELFIT 程序作了一次详细的解剖,并且把 GeoEast 系统的 DELFIT 程序在几个地区的三维资料的叠前时间偏移处理中做了试验,获得了良好的效果。

叠前时间偏移 PSTM(PreStack Time Migration)是我们近年来列入常规处理流程的模块。一般的做法是通过修改好的偏移速度,生成了地下成像的“共反射点道集”——即 CRP 道集(Common Reflection Point)。道集中已经把有效反射波拉平了。将 CRP 道集中所有的道互相叠加,就可以输出经过“叠前时间偏移”的结果了。

但是这样的 CRP 叠加也是一种低通滤波,而且是反射波和干扰波一起相加。由于 CRP 道集里近排列及远排列处往往有各种干扰波,简单地相加是不合理的,而采用剔除拟合法则能剔除一部分强干扰的道,然后再拟合 T_0 道,这样就能得到较好的结果。

让我们先来看龙岗 LG02 测线的试验。

图 1 是 LG02 测线的两种方法处理后的剖面对比。图上方是常规简单 CRP 叠加的结果,下方是

DELFIT 拟合 T_0 道剖面。可以看到后者明显较 CRP 叠加者为好。它背景清晰，信噪比较高，0.4 s 处的反射同相轴品质得到明显改善。

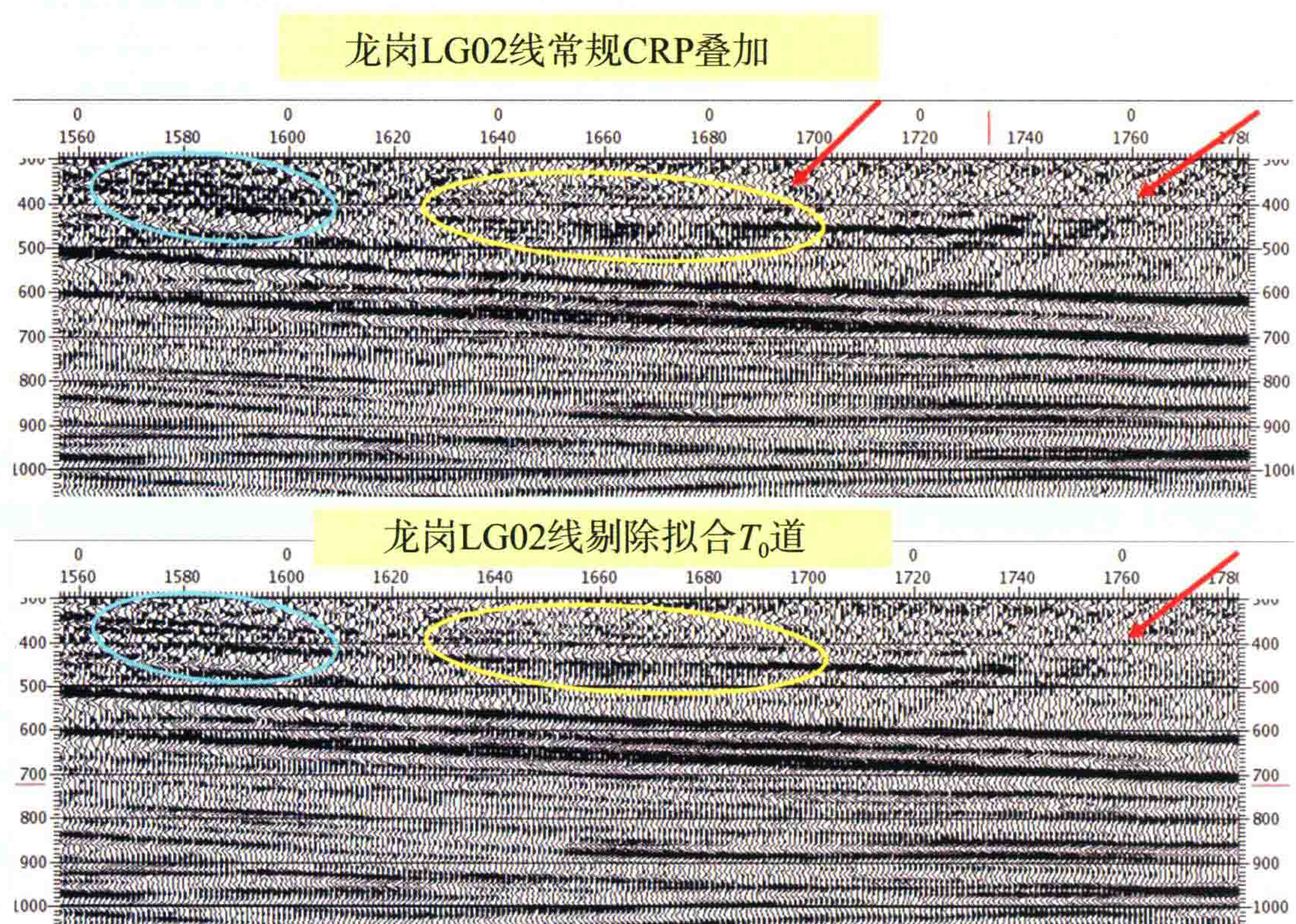


图 1 LG02 测线的两种方法处理后的剖面对比

下面就四个地区的三维叠前时间偏移的 CRP 道集处理结果做试验比较。

实例一：H7 井三维 PS 波、PP 波 CRP 道集数据。

实例二：LG17 井区 3D3C CRP 道集数据。

实例三：准噶尔阜东三维 CRP 道集数据。

实例四：乍得 BCO Ⅲ 区块三维 CRP 道集数据。

（一）实例一 H7 井三维 PS 波、PP 波 CRP 道集数据输入

图 2 左边是 H7 井三维转换波 PS 波的浅层 CRP 道集数据，从图中可见到转换波的浅层资料中，存在严重的干扰波，如黄色箭头所示，红色箭头是拉平的反射有效波。

图 2 右边是中深层反射的 CRP 道集的情况，也可以见到近排列及远排列处有明显的干扰波，如黄色箭头所示。

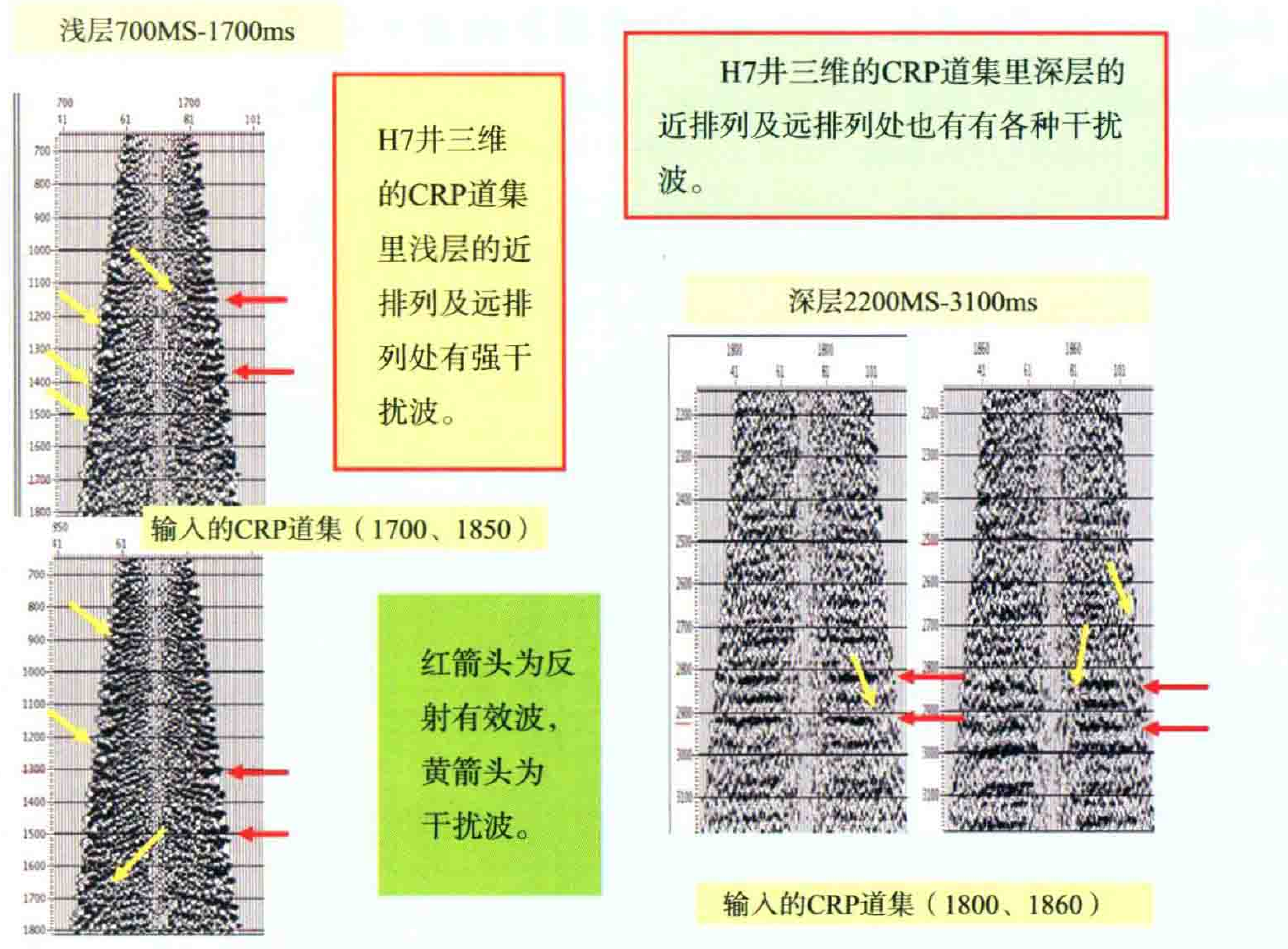


图 2　哈 7 井三维转换波 PS 波的 CRP 道集(浅层)

图 3 是 H7 井三维转换波 PS 波 Line1580 的 CRP 道集的两种处理结果。上方是常规的 CRP 叠加。其上半部 1.4～1.9 s 的反射波干扰严重。下方是 DELFIT 程序处理的结果。显然 DELFIT 改善了剖面的信噪比,并且提高了分辨率。见剖面里红圈,黄圈和蓝圈所示。



图 3　H7 井三维转换波 PS 波 Line1580 的 CRP 道集的两种处理结果

(二)实例二 LG17井区3D3C CRP道集数据输入

LG17井区是采用三分量三维的CRP道集数据,如图4所示,通过两种方法的对比,也说明DELFIT剖面具有较好的信噪比和较高的分辨率。

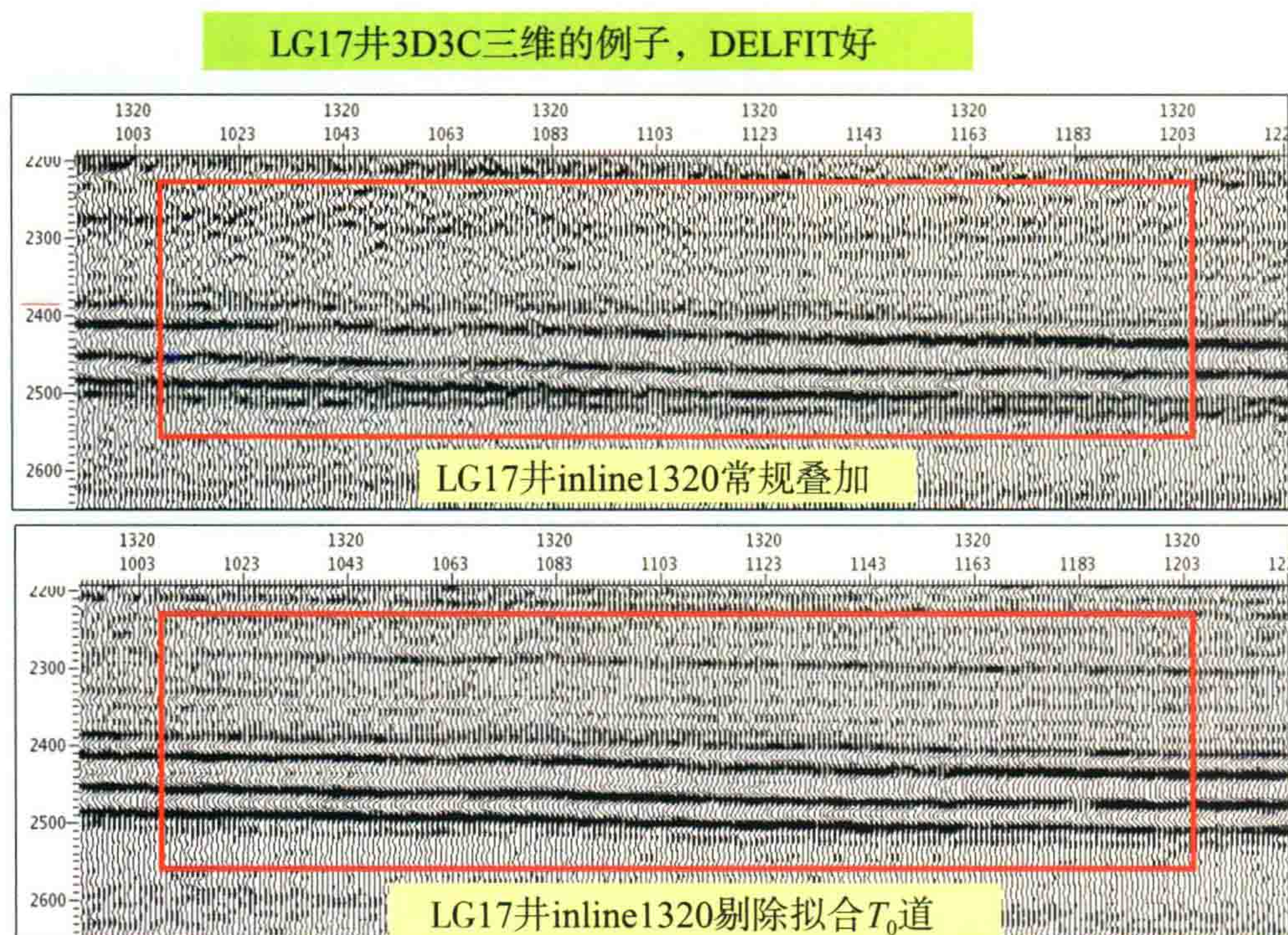


图4 LG17井区inline130测线两种方法的对比

在这个LG17井区的资料里还试验了用四域RNA去噪的试验。图5就是130测线时先经4DRNA处理后,再做两种方法的对比试验。可以看到剖面的品质有更进一步的提高。

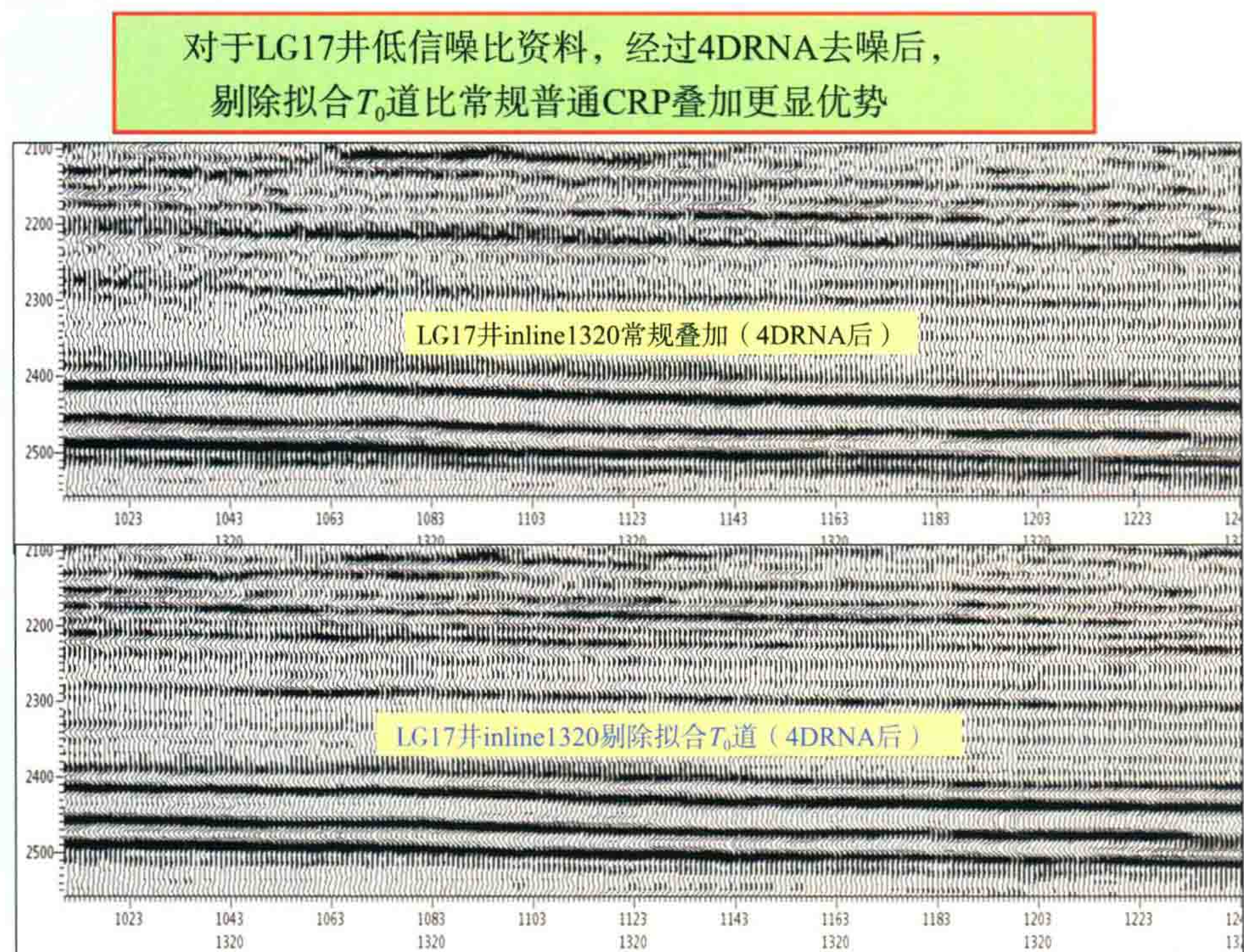


图5 130测线时先经4DRNA处理后,再做两种方法的对比试验

（三）实例三　准噶尔阜东三维CRP道集数据

图6是阜东三维两种方法的剖面对比及频谱对比。由图右边可见DELFIT剖面的信噪比较高。图的左边是剖面中2.2～2.3 s时窗里的频谱分析，可见中深层反射的频谱也有所展宽。

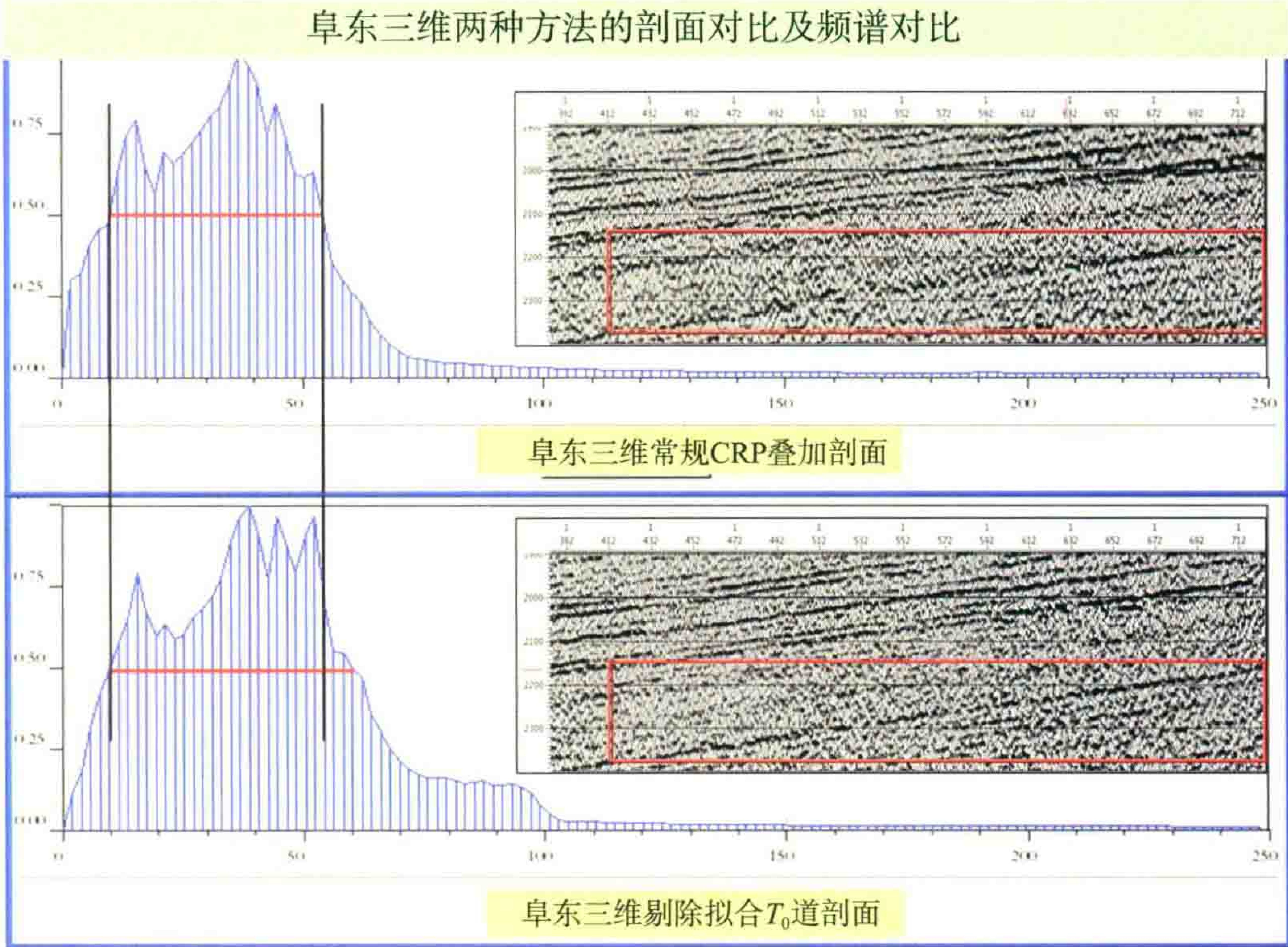


图6　阜东三维两种方法的剖面对比及频谱对比

（四）实例四　乍得BCOⅢ区块三维CRP道集数据

图7是乍得三维CrossLine300的常规CRP叠加剖面。图8是乍得三维CrossLine300的DELFIT的拟合T_0道剖面，效果也是后者好。1.5 s以上的剖面质量有明显的提高。

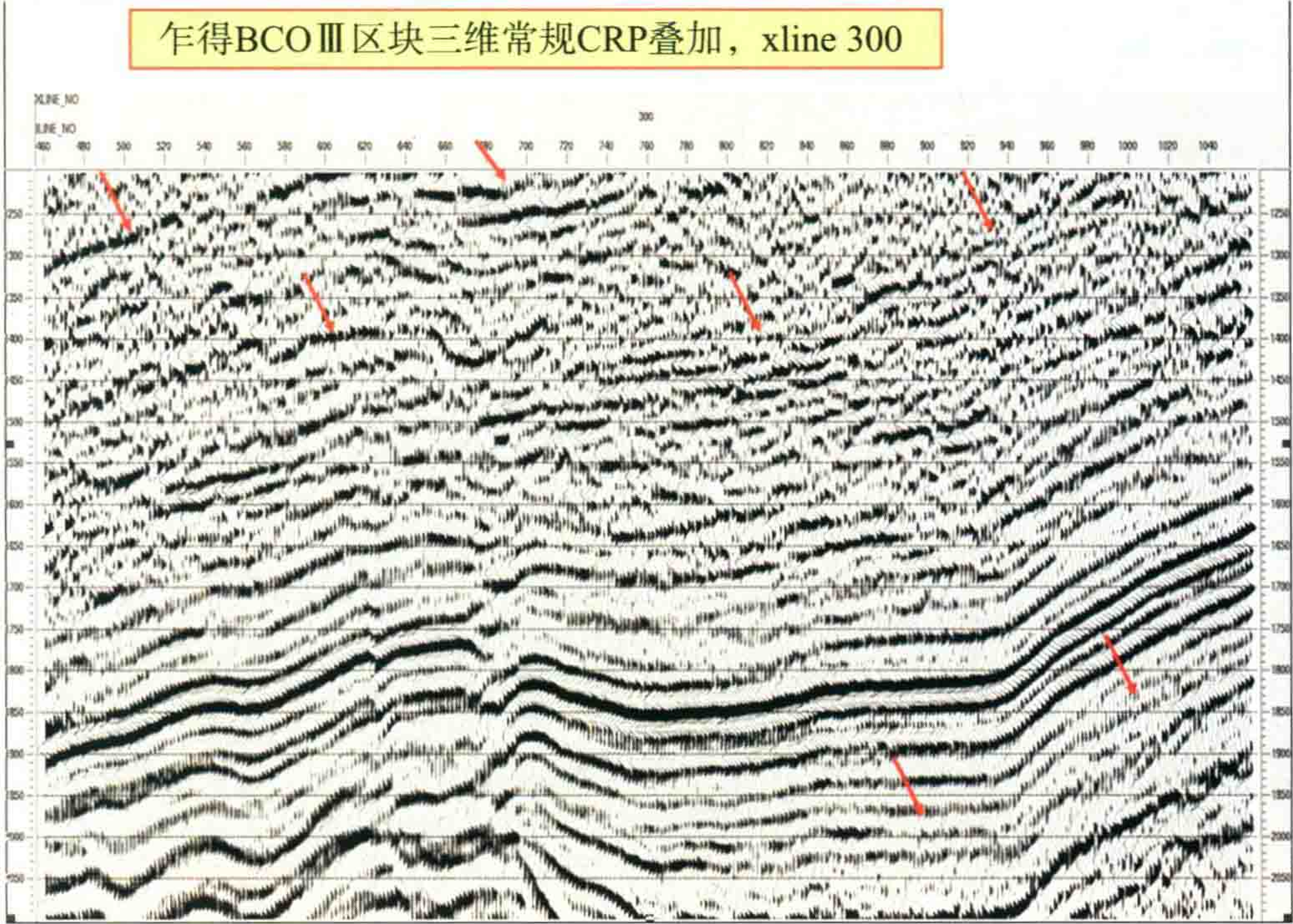


图7　乍得三维CrossLine300的常规CRP叠加剖面

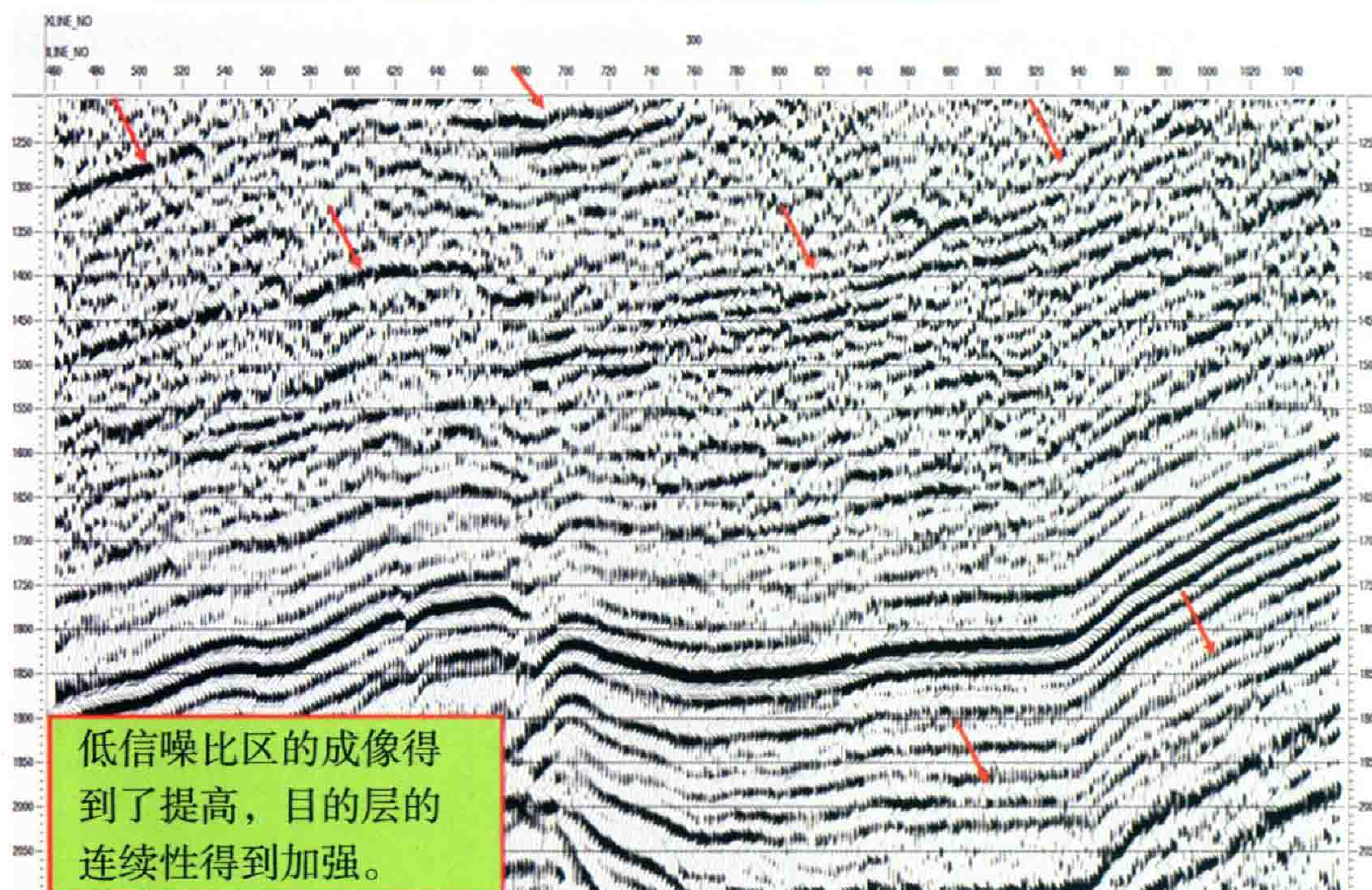


图 8 乍得三维 CrossLine300 的 DELFIT 的拟合 T_0 道剖面

图 9 是乍得三维 inLine－1000 的常规 CRP 叠加剖面。图 10 是乍得三维 inLine－1000 的 DELFIT 的拟合 T_0 道剖面。

在三个方框及两个箭头处 DELFIT 资料品质有明显改善。

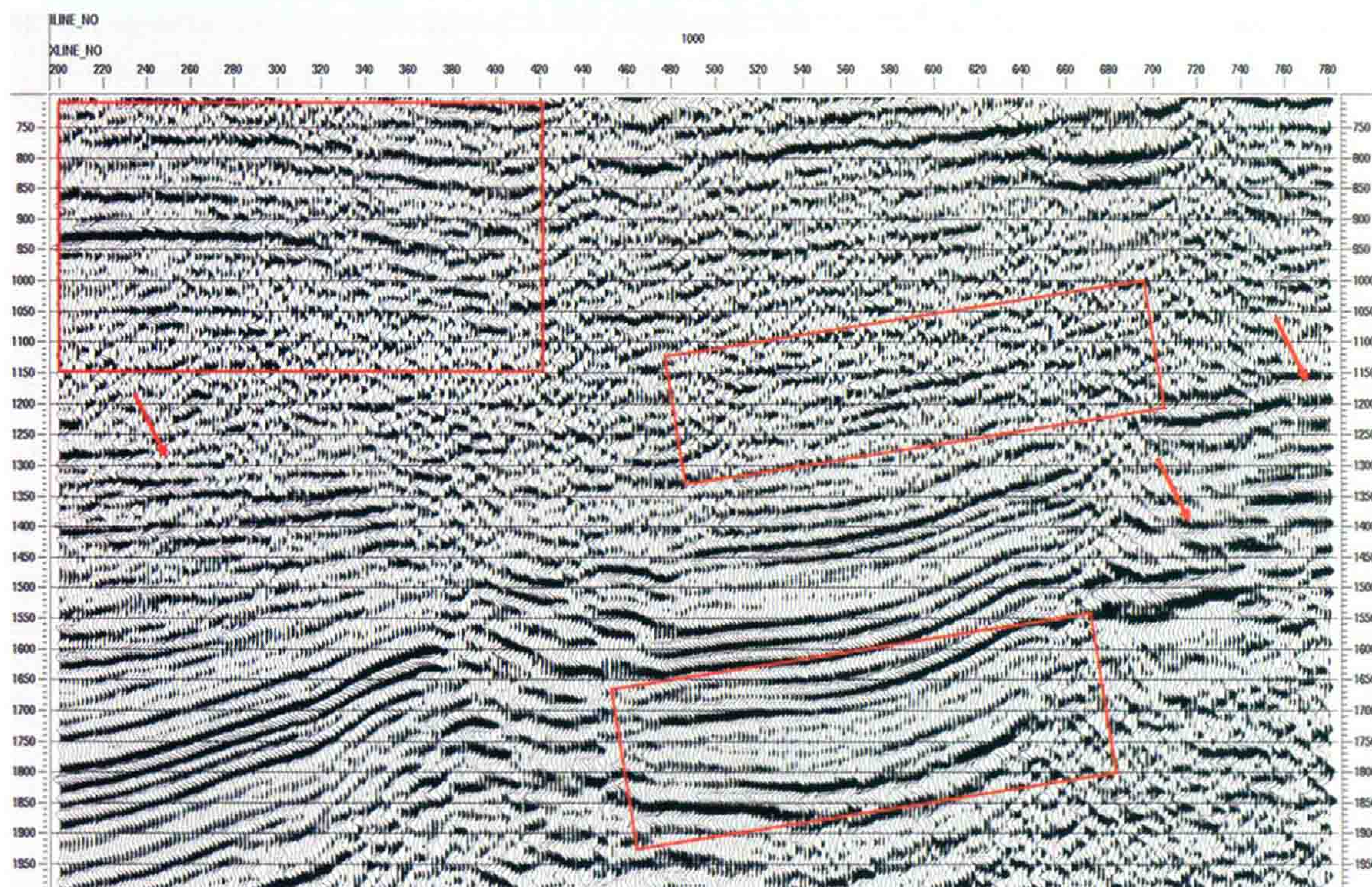


图 9 乍得三维 inLine－1000 的常规 CRP 叠加剖面

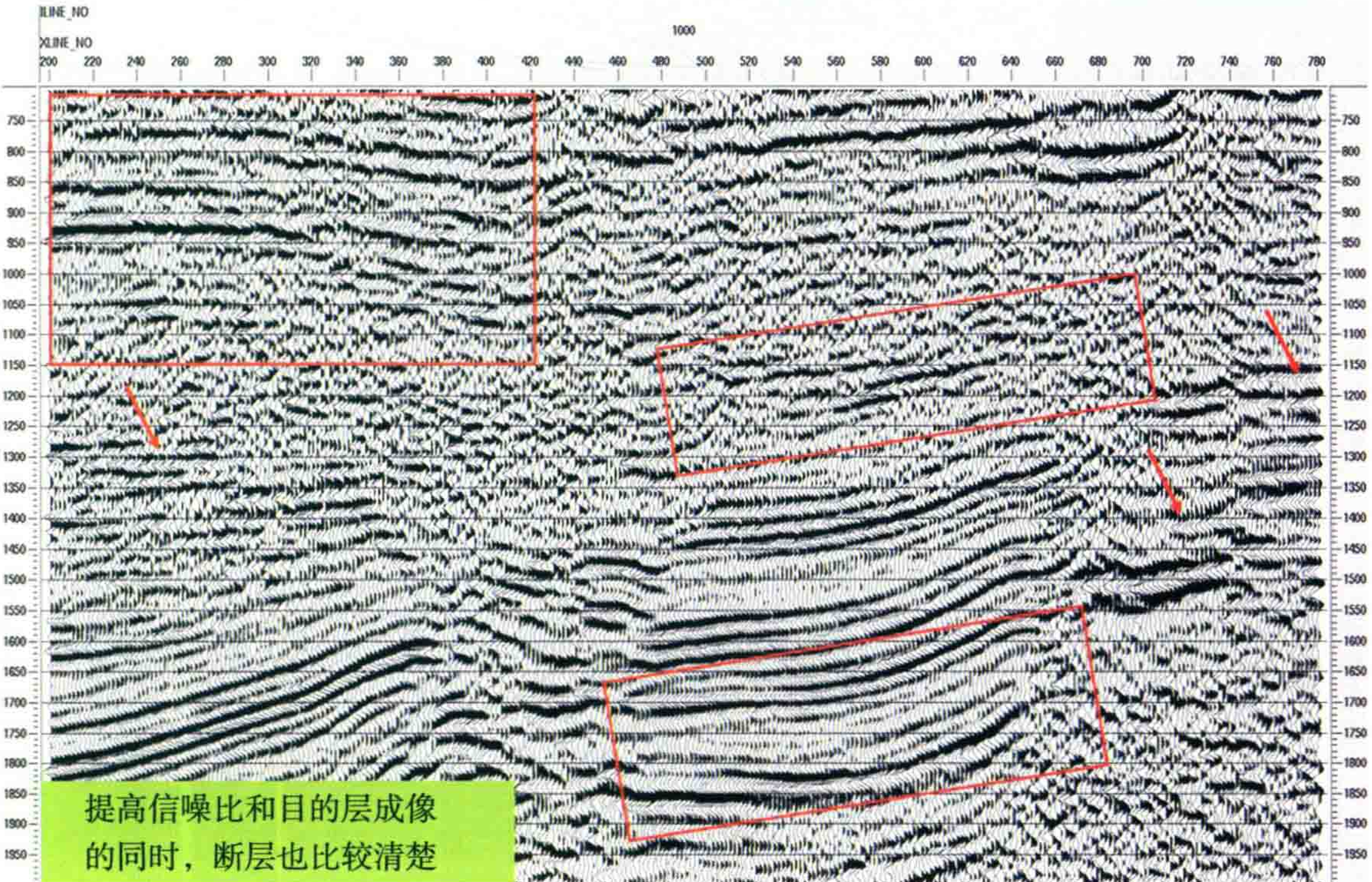


图 10 乍得三维 inLine1000 的 DELFIT 的拟合 T_0 道剖面

图 11 是乍得三维资料在 1400 ms 切片上的两种方法效果对比。左边是常规的 CRP 叠加方法的结果，右边是 DELFIT 拟合 T_0 道的结果。在方框的上半部分有明显的区别。

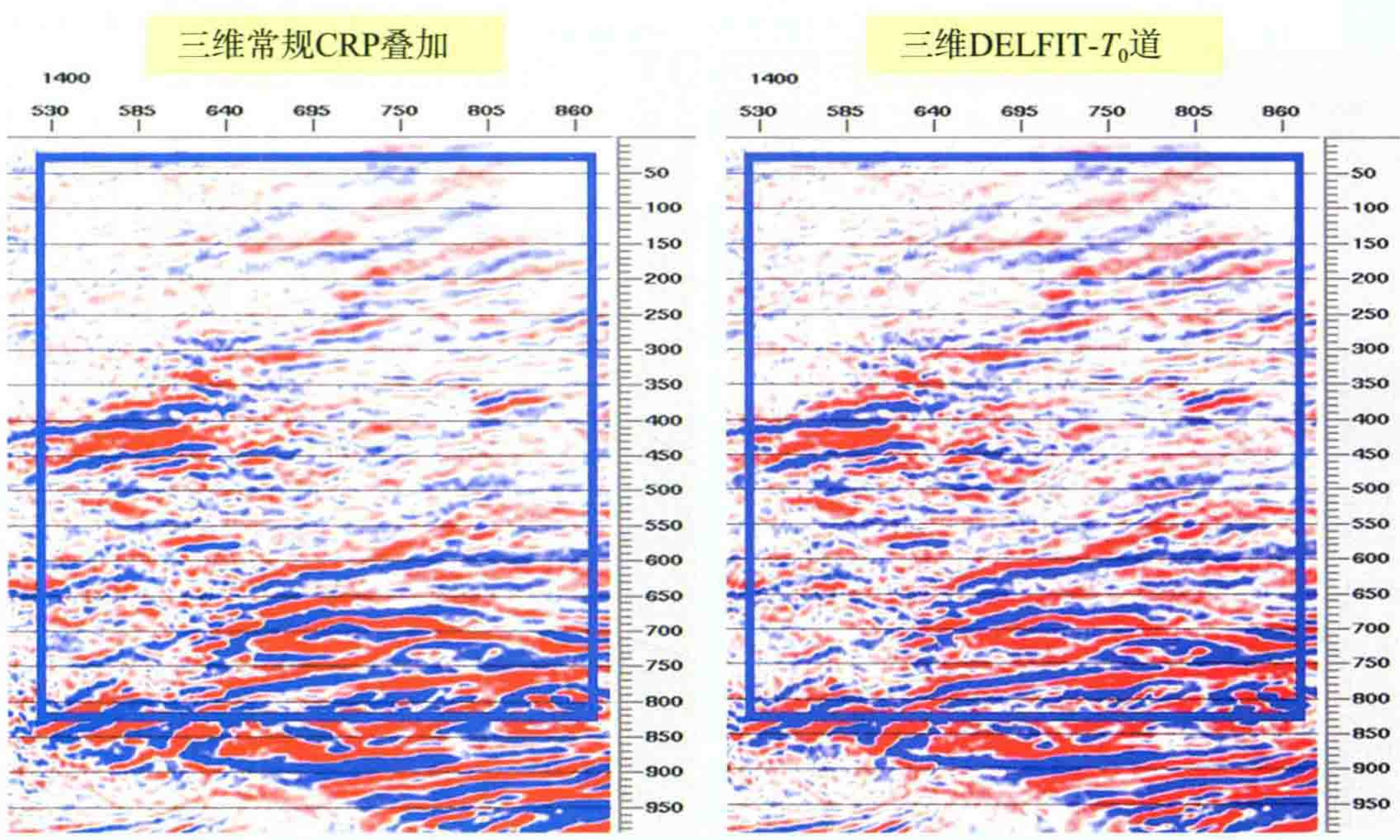


图 11 乍得三维资料在切片上的两种方法效果对比

二、偏移后追加一次反褶积的试验

我 2012 年 2 月在研究院所做的报告“拓频与真假分辨率”——（已收集在本书“争鸣篇”文章编号 311 中）提出我们资料处理中要珍惜已经获得的分辨率，建议采用“偏后反褶积”做拓频处理。

乍得BCOⅢ区块三维常规叠加 -inline 500

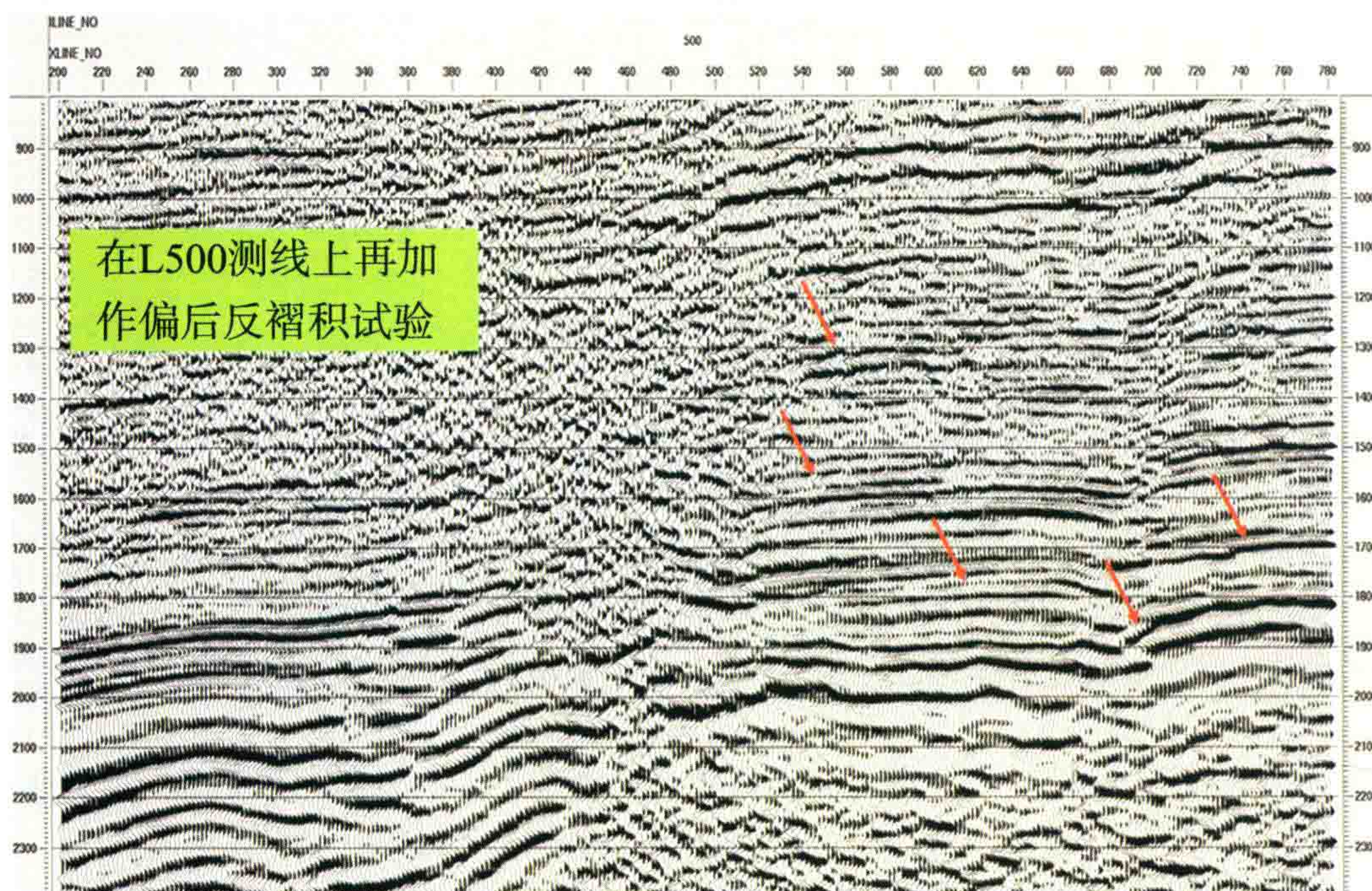


图 12 乍得三维资料 L500 测线的常规 CRP 叠加剖面

乍得BCOⅢ区块三维剔除拟合T_0道 -inline 500

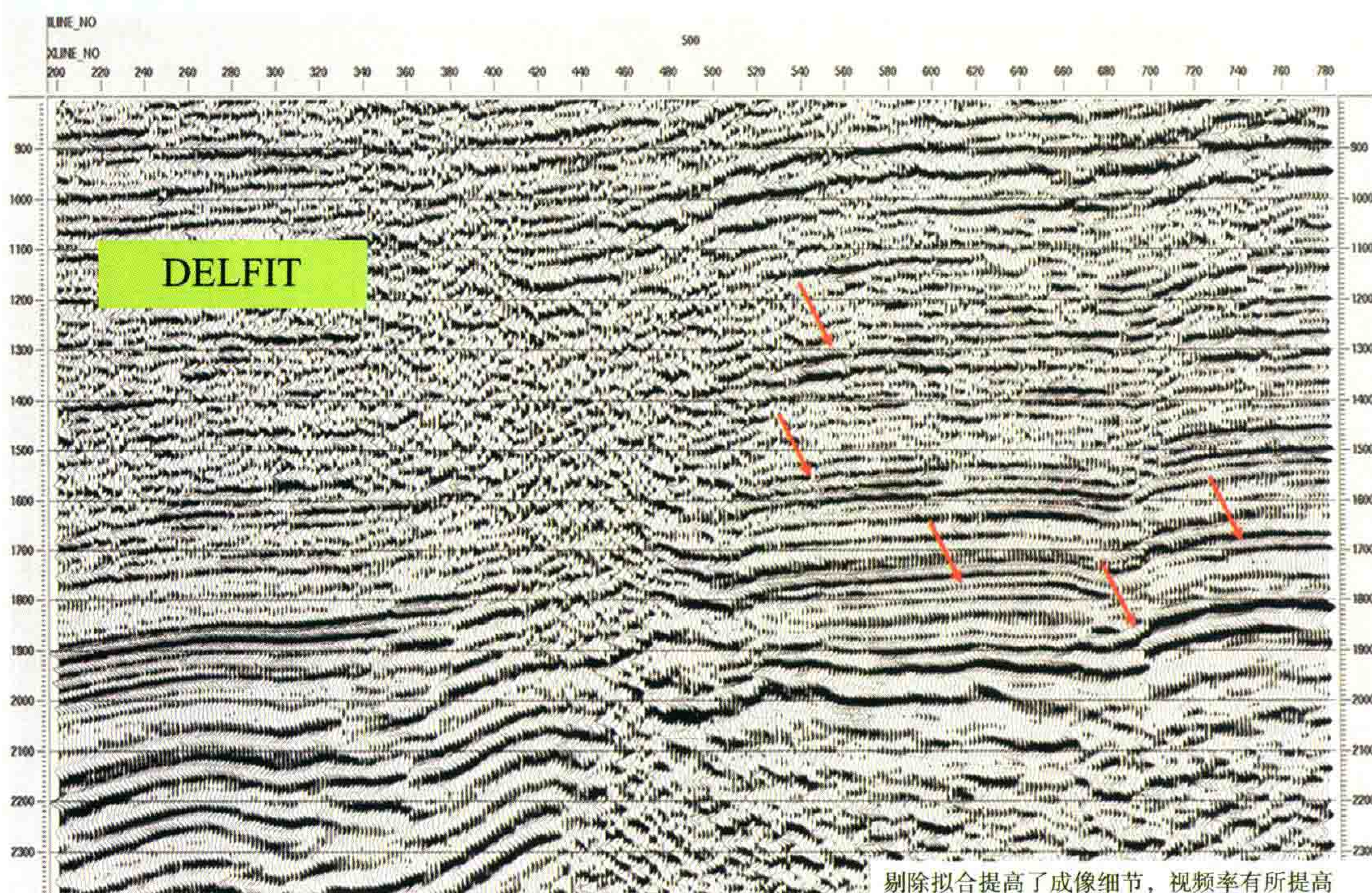


图 13 乍得三维资料 L500 测线的 DELFIT 拟合 T_0 道剖面



图 14 DELFIT 拟合 T_0 道剖面再加一次偏后反褶积的效果

王君使用乍得三维资料做了试验。图 12 是 L500 测线的常规 CRP 叠加剖面。图 13 是 L500 测线的 DELFIT 拟合 T_0 道剖面。图 14 是 DELFIT 拟合 T_0 道剖面再加一次偏后反褶积的效果图。

明显可以看到偏后反褶积是有较好的效果，分辨率得到进一步提高。

对于叠前时间偏移，如果把图 12 作为出站的剖面是很遗憾的，我们认为应该把图 14 作为最终剖面。我们完全可以用 GeoEast 里现成的 DELFIT 程序加上偏后反褶积，改进我们的最终出站剖面质量。

结　语

(1) 以上的试验说明"剔除拟合求 T_0 道"的 DELFIT 程序可以帮助我们在叠前时间偏移中取得比常规 CRP 叠加更好的剖面效果。

(2) 道集中的干扰波不是"平稳随机"的"高斯分布"的随机干扰。所以简单的 CRP 叠加不是最好的解决办法。通常道集里的干扰波在同一 T_0 时间里的分布往往具有"不平稳性"，有乱蹦乱跳的数据。**因此，最佳的选择是像文艺作品评价中通常使用的"去掉一个最高分，去掉一个最低分"再做拟合，这才合理。(拟合的过程比直接求平均值更合理，并且它能还保留 AVO 信息)。**

(3) 叠前时间偏移经 DELFIT 处理后的 CRP 道集可以更好地做 AVO 分析，过去用共中心点(CMP)道集做 AVO 分析是不准确的，因为在地层倾斜的时候，共中心点道集反映的并不是同一个反射点的信息。在国外，例如墨西哥湾，所有的处理都要求做叠前的 CRP 道集 AVO 分析。我们国家目前对此还不够重视。

(4) 再归纳一下 DELFIT 的几个特点：

① 剔除拟合法是一种有效的求得纵波正入射 P 波剖面的方法。它采用一边剔除一边拟合的方法，使强噪声及部分多次波得到部分压制。能拟合出一条不带动校拉伸、较少多次波的 P 波剖面[即自激自收 T_0(零炮检距)的纵波正入射剖面]，并且它可以使波阻抗反演技术得到合理的结果。

② 本方法尚可以输出拟合后的 AVO 道集、T_0 道 P 波剖面、远道剖面及 FAR-T_0 差值剖面等。

③ 本方法在克服多次波的能力方面比水平叠加更强些。输出剖面的分辨率高，并且在动校正速度(或偏移速度)稍有误差时，并不太影响输出 T_0 道剖面的精度。

④ 剔除拟合法在克服随机干扰的能力方面还不如水平叠加。但是一般加上了道集中去噪功能后，可以改进拟合的效果。有时可以和水平叠加效果相当，甚至更好。对信噪比较差的剖面，如果在做剔除拟合之前或其后，增加一次 F-K 域压制随机干扰，就能取得更好的地质效果。

⑤ “剔除拟合求 T_0 道”的 DELFIT 程序可以帮助我们在叠前时间偏移中取得比常规 CRP 叠加更好的剖面效果，并且它可以处理三维地震资料。

⑥ 叠前时间偏移经 DELFIT 处理后的 CRP 道集可以更好地做 AVO 分析。

文章编号 206-1



地震资料处理中应该注意的12个问题



地震资料处理是地震勘探三环节中的重要一环。本文是我多年来研究地震资料处理技术的12条体会，此文未曾发表，只是我在物探局内部多次讲课的多媒体文件。1998年应总公司的邀请也在物探技术讲习班上讲过两次。

地震资料处理是一门技术，同时也是一门艺术。不同的人用同一种软件也可以处理出完全不同的效果。关键是处理人员的素质和正确的思路。闫敦实部长说过一句名言："你如果有了一架钢琴(硬件)，又有了琴谱(软件)，你不一定能弹出好听的曲子来。"

可惜我们的领导往往重视了买计算机、买软件，不重视地震资料处理技术人员的培养。他们常常催促处理中心快出结果，对资料品质的提高吆喝不够。

我只是凭自己的体会，讲这12条。其中如我编写的DEGROR程序和DELFIT程序至今还没有在我们研究院里推广。本人深表遗憾。

在即将来到的21世纪里，留给地球物理勘探工作者的任务是十分艰巨的。那种简单的、容易做的工作已经基本上告一段落。今后的新任务要求我们大幅度地提高我们的技能。只有依靠科技进步，才能适应新的形势。

近年来，地震资料处理的软件品种繁多，不断翻新，新技术也层出不穷，水平在不断提高。然而，总的说来，我国地震资料处理还存在不少问题：市场不规范、领导抓得少、同行交流少、处理水平参差不齐。信噪比高的资料大家都会处理好，大沙漠里和山前地区的资料问题很多，需要我们不断学习和探索。

现在我将我国地震资料处理中经常遇到的问题归纳为12个问题，提出来和同志们共同讨论。

一、如何压制面波

野外采集使用低频(10 Hz)检波器及地震仪器前放低截滤波截频太低(8～12 Hz或不用低截滤波)是面波太强的根源，早就应当加以改进了。

对于最好的高级音响而言，其频率特性曲线是平的直线(即给任何频率都同样的待遇)，这对于录放音乐来说是好事，但是对于地震勘探而言，这就错了。因为经过大地吸收以后的地震反射信息，低频相对高频而言始终是很强的，另外，检波器所接收到的信息中有很多是干扰，尤其是面波，其频率较低能量较强。好的地震仪器能够把很强的低频信息和极弱的高频信息都记录下来。而如果把低截频放的较低后就会把强大的面波几乎全部放进来，放进来后数据空间的绝大数位被面波所占用，这就挤占了很弱的反射高频信息的数位空间。另外，在室内处理时，强大的面波在叠加中会起到很坏的作用。在反褶积中，它使自相关函数变坏，影响反褶积效果。

有人采用ZAP(局域振幅处理),SCAC(地表一致性振幅补偿)压制面波,这是不合理的办法。它们同时压小了有效反射,后者还会给地表一致性反褶积SCDEC造成误导。

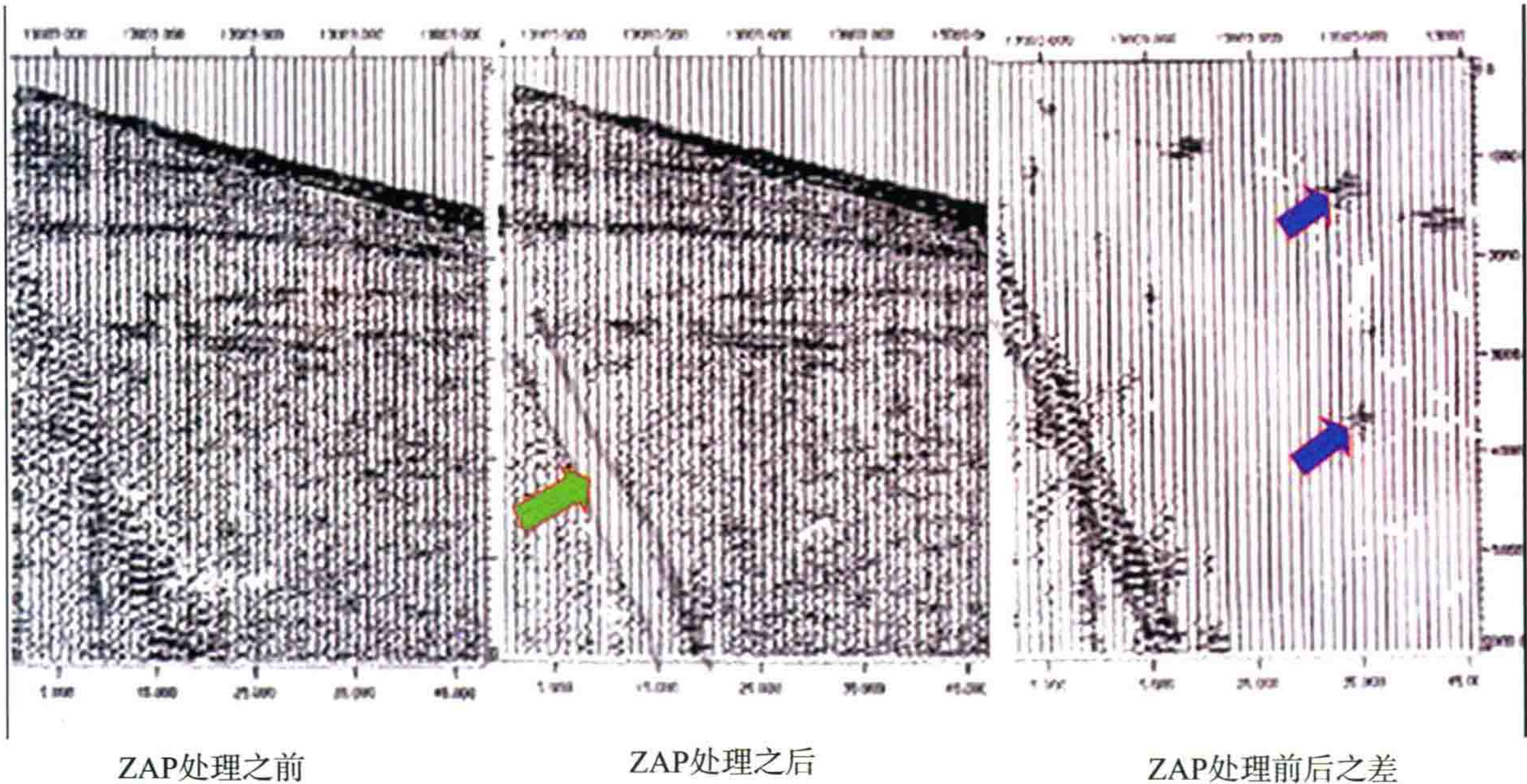


图1 华北地区LL86-319测线ZAP处理前后对比图(0.6)

如图1所示的采用ZAP(局域振幅处理)前后的对比,以及被去掉的噪音部分,从经过ZAP处理后的地震记录上可以看到:在强面波部位它虽然把面波压制了,但同时该部位的有效波也受到了很大的损失,也被压制了,如图1中ZAP处理后记录上绿箭头所指部位。ZAP处理的优点是它可以压制突发性随机性的强振幅噪声干扰,如图1中ZAP处理前后之差后的记录上蓝箭头所指即为干扰。

如果在处理中先进行低截滤波,这将会损失面波区以外的低频有效信息。如使用面波内切除,切除区内置零,也同样把区内的有效波给切除掉了,也损害了有效波。

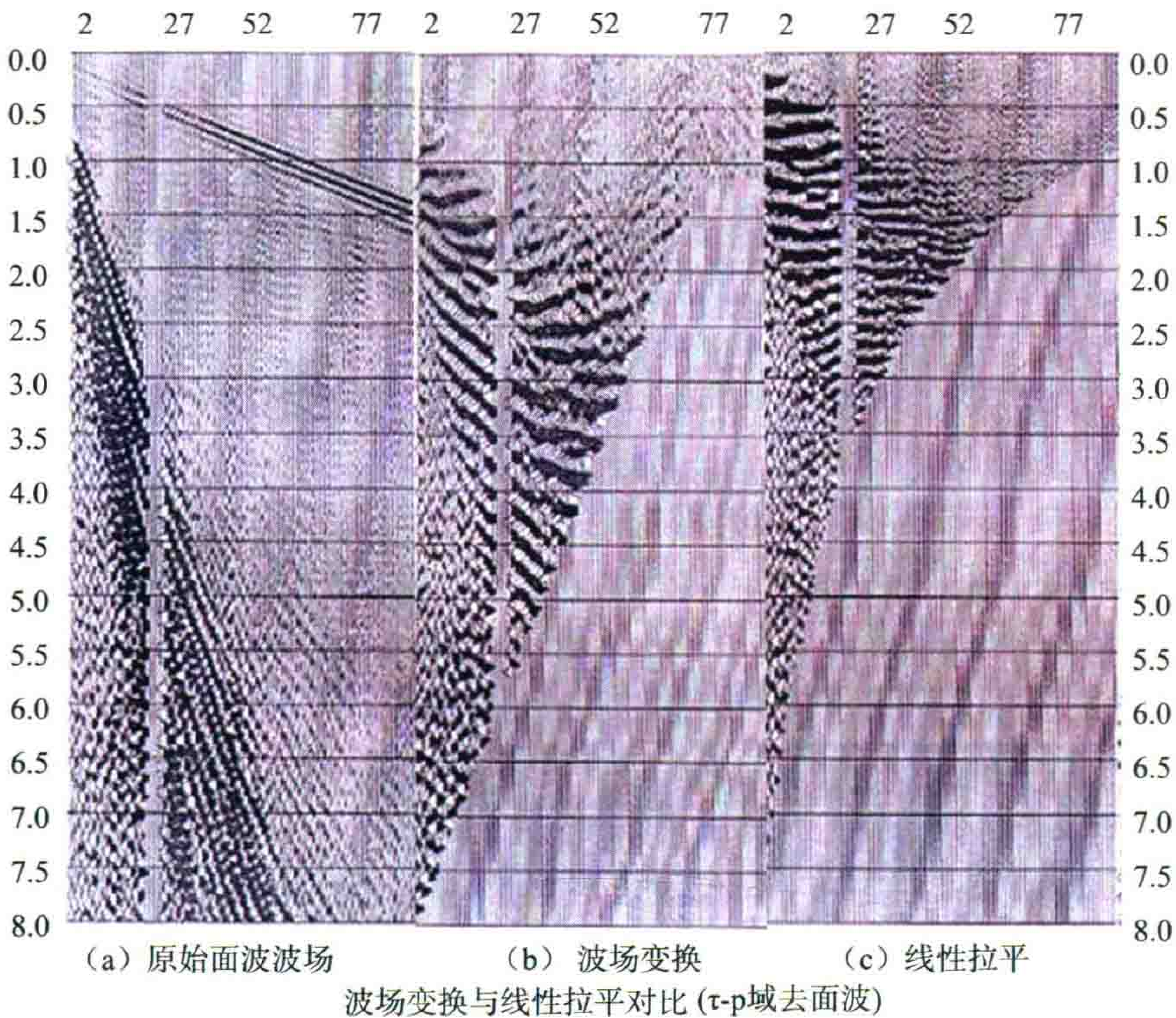


图2 τ-p域去面波基本原理图

胜利油田的李文忠研究了在 τ-p 域去面波的办法。如图 2 所示，他是先把原始波场进行拉东变换，这样面波波场就变成图 2(b)的情况的椭圆轨迹，对这些椭圆轨迹进行线性拉平处理，压掉平的后再反变回去，这对解决面波的波散问题有好处，去面波后也可以保留有效波的低频成分，但是太复杂了，计算工作量太大，不实用。

还有一些非常规的办法，如反功率叠加，这种方法的实例发表在原物探局研究院的院刊上，其方法主要特点是记录上越强的信息参加叠加所占的比重越小，即把振幅的平方取倒数后作为叠加权系数。如图 3 所示，它是先进行地表一致性补偿处理，然后再进行反功率叠加。从对比图可看到，常规叠加效果很差，经地表一致性补偿后再叠加，效果就明显变好，反功率叠加后剖面获得了进一步的改善。这个例子说明，有的特殊处理手段有时也会获得很好的处理效果，关键是对原始资料的认识与了解。

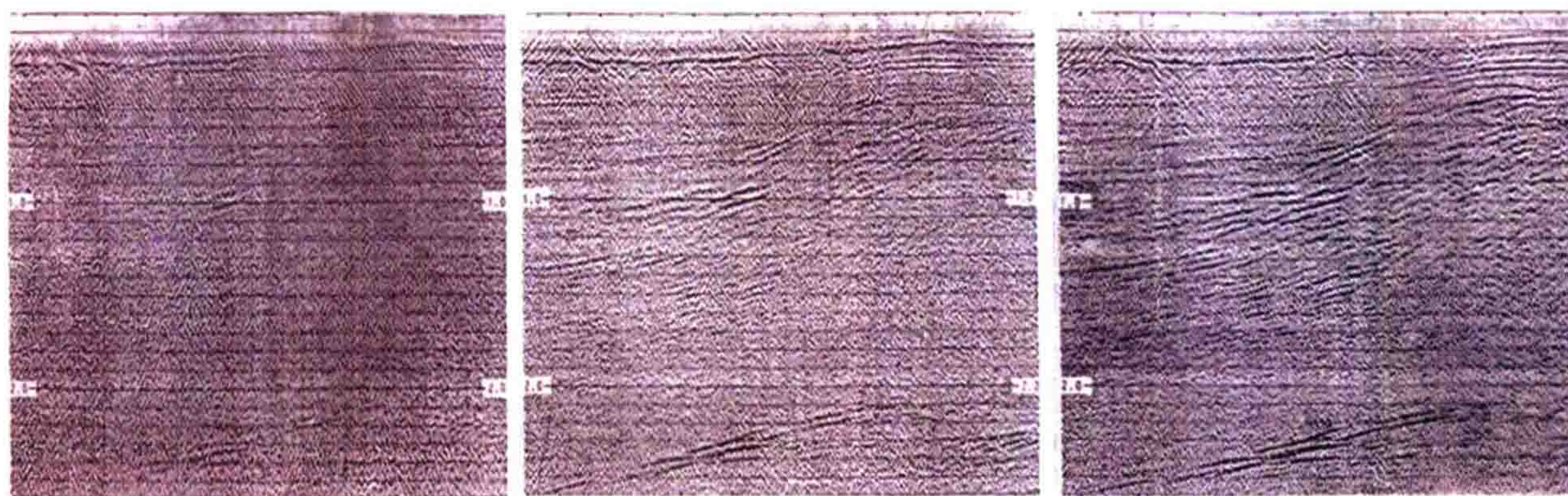


图 3 反功率叠加效果对比

最近，美国 Western-Geco 地球物理服务公司的 Q 系统中推出了据说为“撒手锏”的面波压制处理技术，叫作子集处理技术，它把记录中含有面波的道排列成一个小道集，然后再把所有面波小道集根据炮检距及方位角排列形成一个用极坐标表示的子集，利用 *F-K-K* 滤波把这个子集中的圆锥体内的面波压制掉，在室外用小道距接收，不压面波，室内用无假频的 *F-K-K* 滤波压面波，这是 Q 系统的一个特殊压制面波的方式。

【注】本文集中，文章 206-4 将对其与 DEGROR 方法进行一下针对性的对比。

我推荐用内切滤波的方法去压制面波，即我编写的 DEGROR 程序。

该程序目的是消除原始记录(炮集)中的强面波，它能自动地消除面波的干扰，并且使面波不至于影响有效波的振幅调整，也为了使面波在反褶积中不参与到自相关里面，不使其影响反褶积因子的准确性。此外还可以避免做“道均衡”或“ZAP(局域振幅处理)”或者采用“反功率叠加”时带来的弊病，即一方面把面波压小，同时却把有效波也压小了许多倍。

该程序在去掉面波的过程中，不会影响以后静校正量的准确求取，因为 DEGROR 程序只是在单道上做内切滤波。这一点要比任何叠前二维滤波要更加合理。

1. 程序方法原理

一般对付强面波的方法有 ZAP、道均衡、地表一致性振幅均衡等方法。这些方法都同时压制了强面波区内的有效反射波。

有些人在处理流程中，一上来就对整张记录采用一个低截滤波，这种做法也能奏效。但是它在去掉了低频面波的同时，把整张记录有效波的低频信息也同时全部牺牲了。另外一些人比较细心地在记录中开一个三角形或多边形的时窗，把窗内的强面波做切除，即称“内切除”(Inner Mute)。这种方法当然不错，但它也还显得不够合理，时窗里的信息全部置零了。

最合理的办法是我称之为“外科手术法”的“内切滤波”。即仅在内切区之中作一次低截滤波，仅滤去

低频面波的能量，而保留有效波的中、高频，同时在内切区之外则保留所有的信息。这就像外科医生那样，病人手上有疮时，他不是建议你把手切去，而是小心地只把溃疡的部分割去，尽量留下健康的肌体。

在做内切滤波时，采用“频域归一化”的滤波算子，这种算子不改变中、高频部分有效波的真振幅大小，这也就避免了ZAP等均衡手段产生的有效波的振幅失真。振幅失真会造成水平叠加中的不等权叠加，或者造成剔除拟合(DELFIT程序)中的P波错误拟合及AVO失真。

因此，该程序的实质是“内切滤波去面波”。并且它具有高度的自动化功能，它会自动寻找记录上强面波的所在位置，并加以剔除。该程序使用方便，运算很快，参数卡片基本上可以什么也不填。

2. 程序实现方法

(1) 自动寻找强面波所在的位置，这是该程序关键的一招。

我们是这样实现的：根据面波在一般工区的传播速度，假设出面波的最大视速度和最小视速度，在此视速度区间，采用速度增量ΔV为20 m/s，从炮点出发，对每一个视速度进行扫描叠加，即采用“视速度扫描叠加”的方法来自动找强面波在该区的视速度范围。确定了强面波的范围后，就可以用它们的数值开一个小的“扇形”范围用来做内切滤波。

(2) 在大多数情况下，面波不只是在小的“扇形”面积内捣蛋，并且在整个“面波大三角形区”中都占有很强的能量，这些就是所谓“次生低速干扰波”。因此，大多数情况下，最好对整个面波大三角形区进行内切滤波。

(3) 对于一条测线来说，其实没有必要每炮都求视速度上下限，所以本程序采用在前面头三炮里求最高视速度和最低视速度，每次平均后更新。从第4炮开始不再求它们，而是每隔20炮再来检查一次，再平均后更新一次，这样就足够了。因为对于一个工区来说，面波的视速度一般是缓慢地变化的。

作业完成后，档案中可以查阅各炮所计算的最高视速度和最低视速度，可以检查它们的合理性。

(4) 采用“归一化”的低通滤波算子，是另一个重要的问题。

因为如果算子不归一化的话，滤波后的数据可能差一个比例因子，不是真正的低频成分。也就是说：想减去的面波模型，其振幅不是被夸大了，就是被缩小了。所以我们需要采用的是一种“归一化”的滤波算子。

这个低通滤波算子的长度也很有讲究。如果太长了，则浪费了计算机时间；如果太短了，那么会产生频域响应的畸变。因此我们对不同的采样率，采用以下公式：

算子长度　NFG＝1＋INT(120/RHSAMP)

其中，RHSAMP是采样率，以毫秒(ms)计。

(5) 低通滤波及内切面波的过程中还需要很好地解决地震波形的斜坡过渡问题。我们采用长度为上述NFG的斜坡做了拼接处理，这个NFG又是能够自动与采样率相适应的，因此不会产生波形的失真。该程序的最小采样率可以允许到1/4 ms。

(6) 准确定义面波的主频FGR也很重要。用户应该在实际记录上数一数面波的视周期。然后换算成频率赫兹数，再取整就行。

程序中求得面波模型后，采取从原始记录中减去其95%的方式，留下其5%。这留下的部分是为了不要置之于“死亡线以下”，使以后的处理模块在必要时尚可利用它们。

(7) 球面扩散及地层吸收补偿问题也是必须要考虑的。

因为在做不同视速度扫描时，扫在浅层时振幅很强，而扫到深层时振幅又很小。这样累加的平均值就没有“可比性”。

我认为今后地震资料处理中，反正第一步总是要做球面扩散补偿的，所以在通过本程序后，输出经过补偿的数，并且压制了面波，这是一举两得的事。

(8) 程序可以选择补偿球面扩散的方式。

(9) 程序考虑到原始记录上的折射初至波还是一种有用的数据，应该加以保护，不做内切滤波。否则

会造成有些道的初至波去掉了低频成分，而有些没去。于是道与道间波形不同，将会影响到今后做“折射静校”的效果。

所以，程序采取两个措施来解决此问题。第一，终了扫描的最高速度缺省值为 1200 m/s，它绝对不超过初至折射波的速度。第二，在决定去面波的时间起始点方面，已经考虑到在小炮检距的情况下，向后移动一个延迟时间，避开了初至折射波形（大炮检距处不会成问题）。

图 4 和图 5 所示的是使用内切滤波去面波（DEGROR）方法的实例。

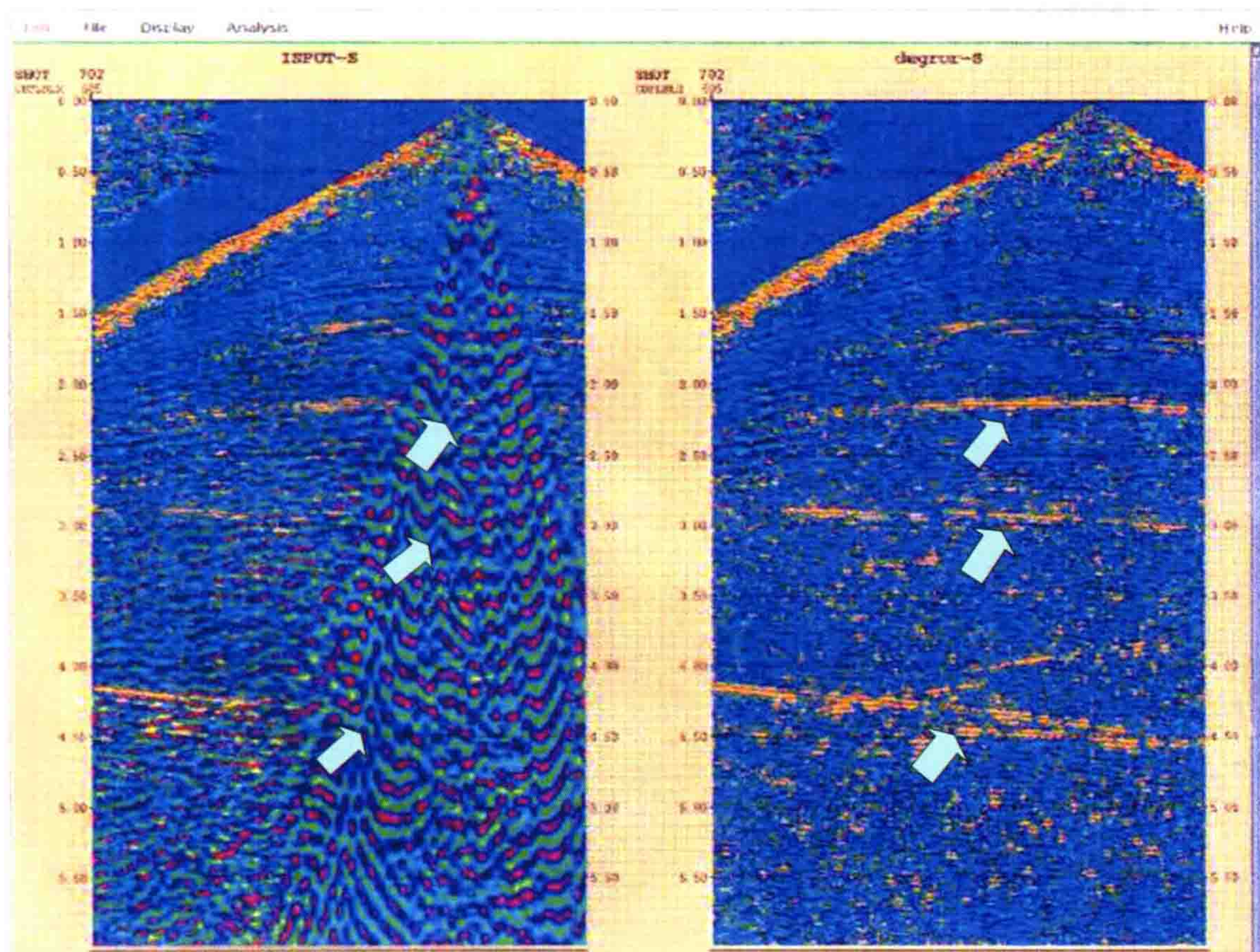


图 4 应用内切滤波去面波（DEGROR）方法实例 1

（左图为原始单炮记录，右图为经内切滤波去面波后的结果）

在图 4 和图 5 中，左面均为原始单炮记录，右面为应用内切滤波去面波（DEGROR）后的结果，左、右图对比可看出，在原始记录上面波较强的区域，经应用内切滤波去面波处理后面波明显得到了压制。在两图中的箭头所指部位可看到，在原来在面波区域基本看不到反射同相轴的地方，经内切滤波去面波处理后，反射同相轴明显显露了出来。

当面波占据不到半张记录时，最好用“内切滤波去面波”，即如上所述的我编写的 DEGROR 方法。它的运算效率很高，能自动寻找面波位置并加以压制。此外它同时适应于弯线及三维施工，当面波严重不呈线型的情况，其他方法很难解决问题，而内切滤波（DEGROR）方法有其独到之处。

当单炮上的中深层大范围被强面波占据时，要使用轻度的内切滤波（使用较小的频率 FGR）。

当强面波占据整张记录而且在频率域无法与有效波分开时，可干脆用动平衡将所有振幅压得一样大，再利用等权叠加提高信噪比。

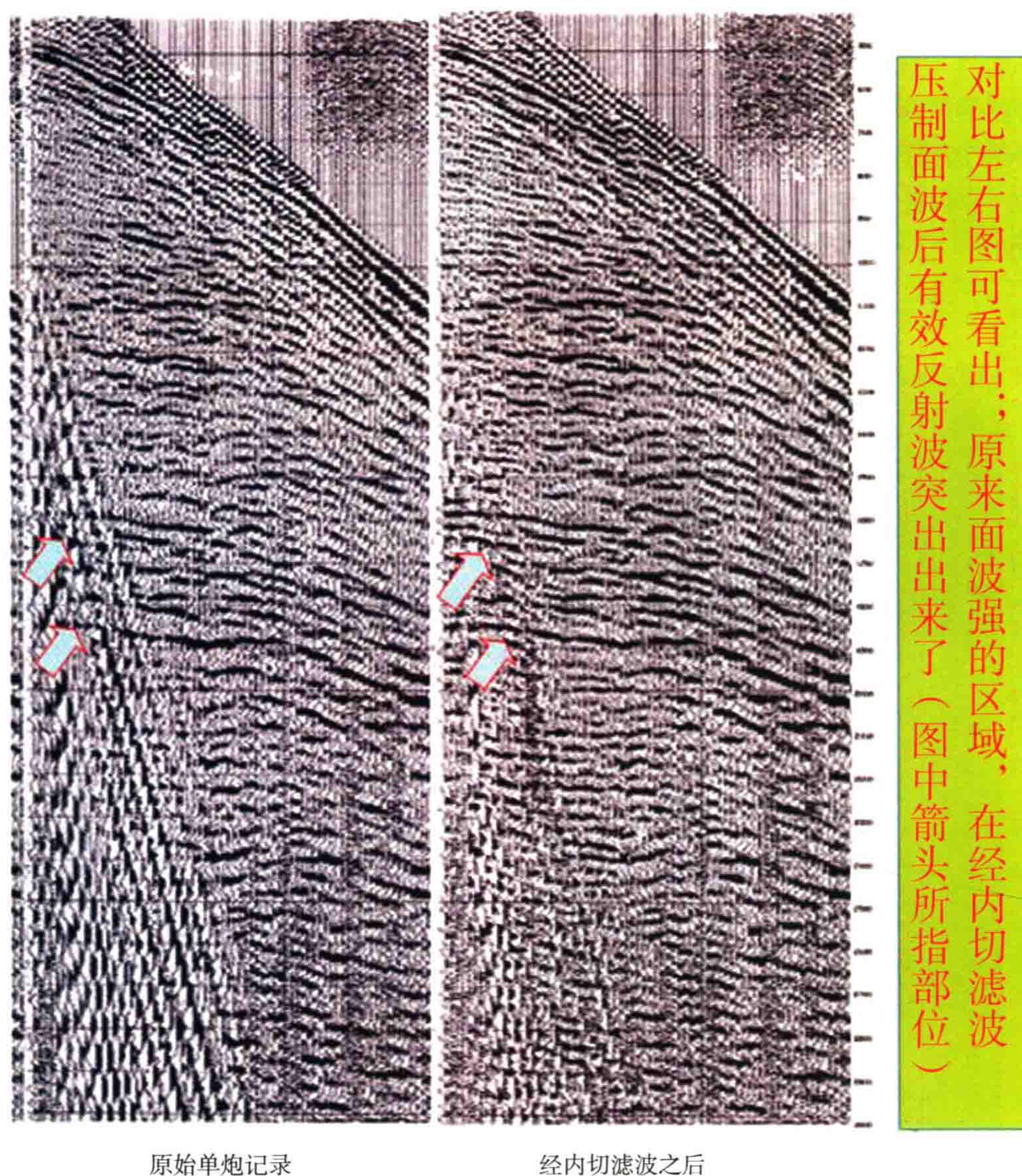


图 5 应用内切滤波去面波(DEGROR)方法实例 2

二、如何做好静校正

静校正是低信噪比资料处理的敲门砖，没有它进不了门。

沙丘曲线初步解决了沙漠地区的问题，但注意迎风面与背风面校正量不同，雨后潮湿的地表与干燥时的沙丘静校正量也不一样，要想用好它还需要做进一步的研究。

折射静校正是较好的办法，我国自己研制的交互折射静校正软件包是很好的，要下决心坚持做下去，进行全面推广。因为所有的信噪比较低的记录其折射波大都是清楚的。要注意折射波胖瘦的变化及相位数的差异会造成炮间时差，需要先进行一下反褶积处理，如果真正的拾取初至起跳就没有这个问题。

山地没有稳定折射层，静校正只能利用相对时差统计求取。一种根据“平差”原理的初至波静校正方法有可能会取得技术上的突破。

最近兴起的层析静校正方法还是比较有用的，它可能可以解决山前带巨厚砾石层地区的静校正问题。

关于剩余静校正，我在《石油地球物理勘探》杂志 1986 年第四期发表过《关于低信噪比地震资料的基本概念和质量改进方向》一文，在这篇文章里我首先提出了低信噪比的基本概念，然后研究了信噪比对自

动剩余静校正的影响。

先简单归纳一下低信噪比地震资料的基本概念：

在这篇文章里，我进行了信号与噪声相互干涉的理论记录的分析。根据分析我发现了强波独占原理，即我们的肉眼只能看到强波，这是核心。

通过信号与噪声相互干涉的理论记录的分析，可知当信噪比大于 2 时，波形向信号靠近；小于 1/2 时波形向干扰靠近。在信噪比等于 1 时存在一个“转折点”。图 6 说明了不同信噪比理论记录视觉效果分析的结果。

这好比从南向北开一辆汽车，一开始紧靠左走（紧挨着纯干扰道），在信噪比等于 1 附近猛然拐一个弯，然后迅速向右（纯信号）靠拢。在拐弯附近，信噪比差一倍时，如从信噪比从 1/2 改进到 1 时，同相轴就会“从无到有”，记录有戏剧性的改进。而信噪比从 1 提高到 2 时，同相轴会“从乱到齐”，记录有大大的改进。然而如果原始信噪比为 1/6 时，你改进信噪比一倍，变为 1/3，你的努力似乎没有效果，仍旧是一片干扰。同样，当原始信噪比为 4 时，你改进信噪比一倍，变为 8，你的努力似乎也没有效果，仍旧是信号的波形，肉眼看不到有什么差别。这个特性值得人们在资料处理噪声压制方面进一步加以认识。

信噪比等于 1 时，能看到一半的同相轴；信噪比小于 0.6 时看不到同相轴的任何影子。

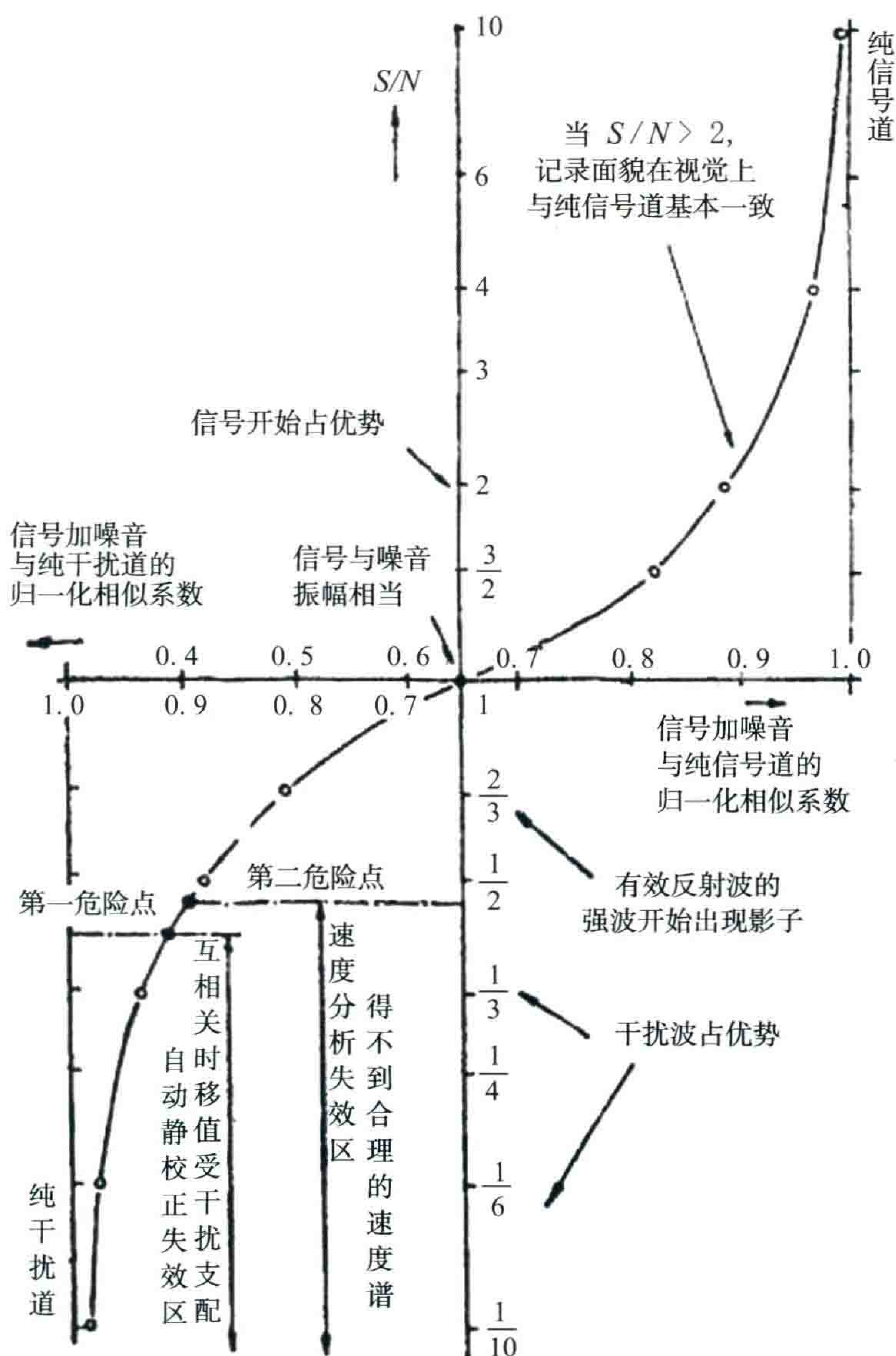


图 6　不同信噪比记录道的视觉效果分析

资料处理中规则干扰容易得到压制，规则干扰压制后，根据信号与随机干扰的比值，有如下结论：

(1) 信噪比小于0.5时，速度谱由干扰波所控制，速度值无效。

(2) 信噪比小于0.4时，自动静校正失效，给出错误时移值。

(3) 信噪比小于1/6时，大概无法处理入门(除非静校正过关，而且覆盖次数非常高)。

关于信噪比对自动剩余静校正的影响的研究，我形成了如下理论记录：先由计算机产生一道反射系数序列，与子波褶积后形成地震信号道，并假定反射同相轴是水平的，于是形成了一张25道的信号道模型；再由计算机产生25道随机分布的反射系数序列，与雷克子波褶积，形成一张随机干扰记录，称之为“有色随机噪音”。

然后从模型出发，用计算机把二者按不同的振幅比例相加，形成相当于信噪比分别为2，1，2/3，1/2，1/3，1/4，1/6，1/10，0的记录(注：采用的是用振幅绝对值的平均数值的比例来计算信噪比的方式)。再根据自动剩余静校正的理论，先将25道记录叠加起来构成叠加模型道。然后用各道与叠加模型道作互相关计算，求得互相关函数波形曲线。再计算出归一化互相关极大值以及时移采样点数，并求其统计均方根值(后者是看它对静校正的影响)。

各道与叠加模型道的互相关函数波形图如图7示。在计算互相关时，各取左右25个样点，使相关函数能显示三个视周期，以便找到合理的归一化互相关极大值(一般正式处理模块的自动静校正只在两边取半个视周期左右的样点)。从图7可以看到，$S/N=2$时，自相关函数中央主峰基本上是很少移动的，其25个时移量的均方根值为0.36个采样点。随着信噪比的降低，互相关函数波形开始变乱，例如$S/N=1/2$时，时移均方根值变为4.33个采样点，含噪音地震道与叠加模型道之间的归一化互相关函数极大值降为0.468。当$S/N=1/6$以下时，互相关的时移量增加到11～13个采样点，归一化相似系数降为0.35左右。

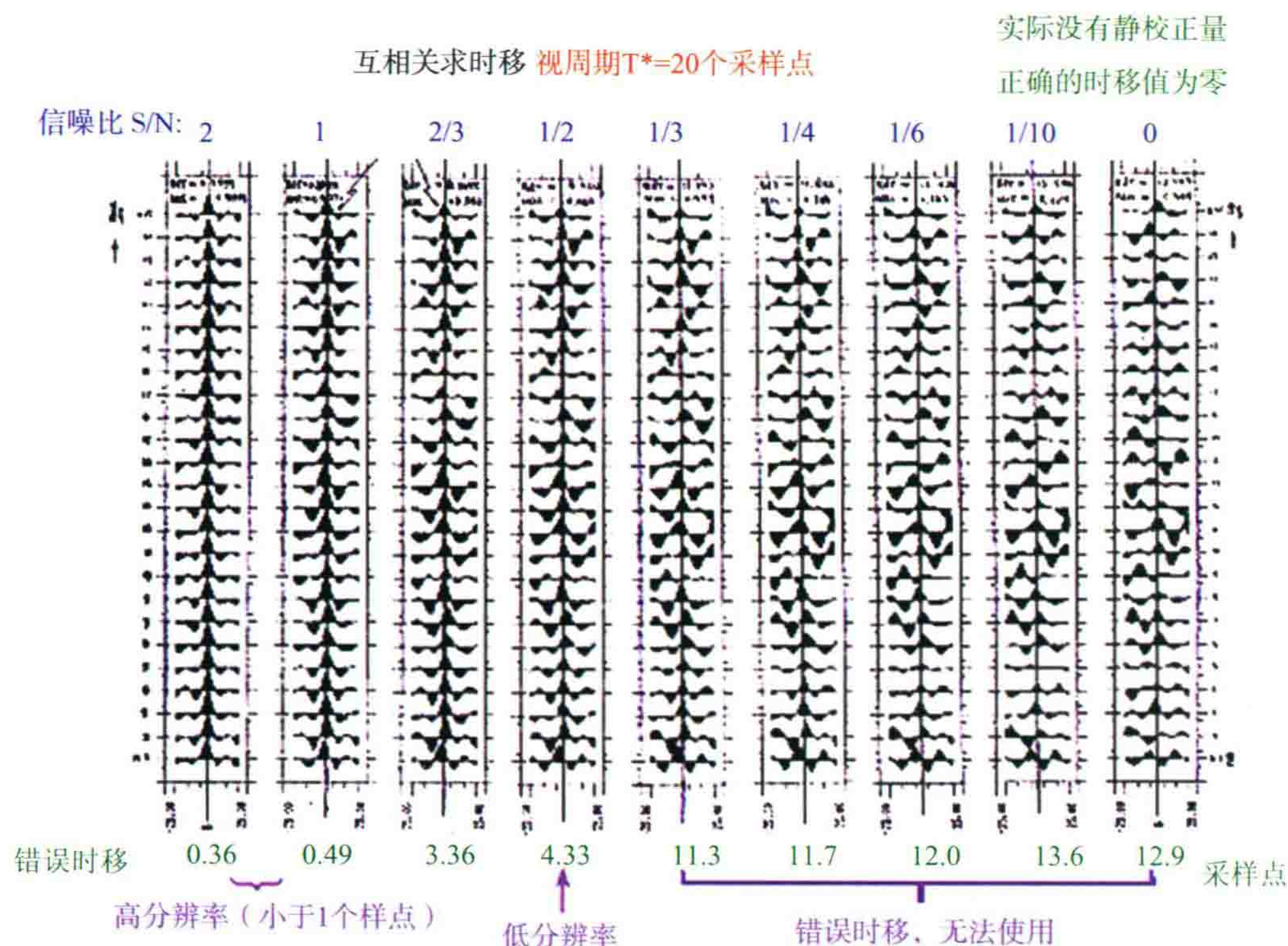


图7 不同信噪比理论记录根据互相关法求取静校正时移量的误差情况

由于此理论模型信号是各道一致的水平同相轴，本来不存在任何静校正量。但由于存在噪音，当信噪比变低时，地震道波形由噪音所支配，所以在与叠加模型道互相关后产生了假的静校正量。这就是低信噪比资料在处理中使用自动静校正(SATAN或MISER)不仅解决不了问题，而且有时会使记录更乱的主要原因。可以从图7中看出，在信噪比为1/2～1/3，静校正误差迅速上升，很快使自动静校正失效。此模型

中采用的反射子波的视周期为 20 个采样点，所以 10 个时移采样点就产生半个周期的时差，此时自动静校正起破坏作用。当然，一般自动静校正模块中不允许时移超过半个相位。**因此，我们称在 $S/N=1/3$ 附近为资料处理的“第一危险点”，这是低信噪比地震资料处理中的第一个难关（图 6）。**

根据这一理论分析，我认为必须用优势频带（信噪比大于 2）的资料进行自动剩余静校正量的计算。应该在计算剩余静校正量之前，使用“分频扫描”分析实际资料的优势频带。一般情况下，信噪比小于 1/2 时，自动剩余静校正失效，因为建立不起来好的模型道。倾角不大时，可采用相邻 CDP 多道集联合获得模型道，或者输入外部模型道进行迭代改进。本道原始信噪比太低时，必须先通过叠前压噪，在提高了信噪比之后再进行剩余静校正量的计算。

三、如何确保速度分析的质量

关于速度分析，我的观点是：必须使用优势频带计算速度谱。

通常情况下当信噪比小于 1/2 时，速度谱完全由干扰波波形所控制，得不到合理的速度能量团。

图 8、图 9 是我的理论实验分析，这个试验分析也包含在石油地球物理勘探杂志 1986 年第 4 期发表的“关于低信噪比地震资料的基本概念和质量改进方向”这篇文章里。

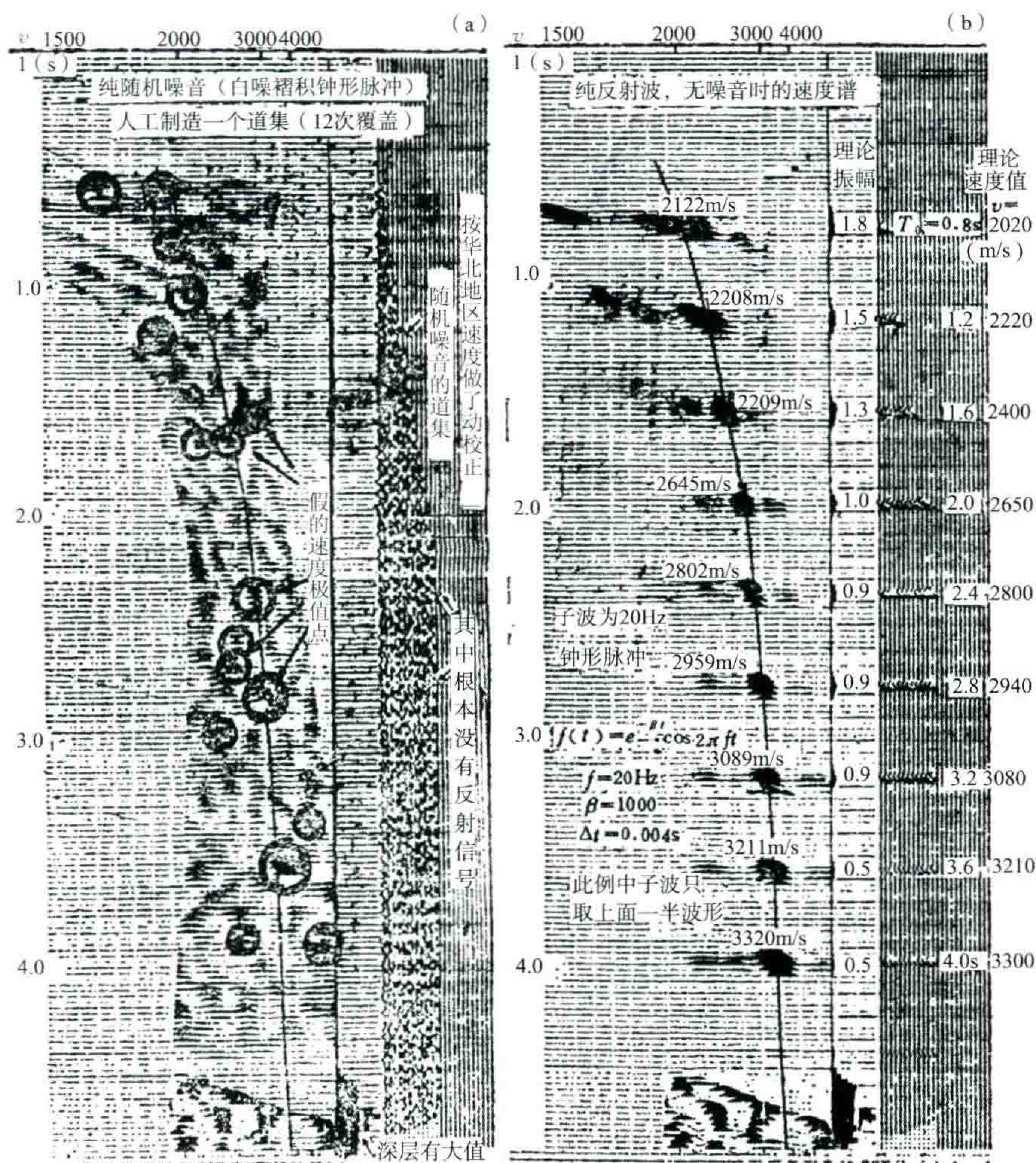


图 8　随机噪音（左）和纯反射信号（右）的速度分析

图 8(a) 右侧是用计算机形成的 12 道有色随机干扰波的 CDP 道集模型，此图中根本没有反射信号，纯粹是随机噪音。用 ANVIT 速度分析程序得到如图 8(a) 左侧的速度谱，其极值点分散，在预测速度曲线边

上有不少假的极值点，可能被误认为是反射波的能量团。图 8(b)设计为纯反射信号模型(以华北地区典型速度作的道集模型)，此图的反射波振幅由浅层 1.8 降到深层为 0.4。这是没有干扰的理论速度谱，右侧是经过按预测速度动校后的道集，当然这个速度谱得到了合理的谱能量团及正确的叠加速度。

图 9(a)是把纯反射信号加上平均振幅为 1 的噪音，其道集波形见图 9(a)中的右侧。2.0 s 以前信噪比在 1.3 至 1.5，所以道集中尚可以看到同相轴(此道集波形也是经过预测速度作了动校正)，但由于干扰波的存在，其波峰套得不齐，上下错动，然而此时速度谱还能检测到一个合理的能量团。2.0～3.0 s 之间信噪比接近为 1。检测所得的叠加速度偏离了正确数值。3.0 s 以下信噪比小于 1，速度谱能量团分散，还出现了假的能量团，很容易被误认为是可靠的叠加速度。

图 9(b)是进一步加大干扰噪音的试验。此时在反射信号道上加上了平均振幅为 2 的干扰波随机噪音，速度谱质量进一步降低，1.6 s 处($S/N=0.65$)反射波极值点几乎看不清。2.4 s 处($S/N=0.45$)反射波速度拾取值比真值小 100 m/s，其下有的反射极值点消失(如 3.2 s 及 4.0 s 处)，有的出现假极值点(如 3.0 s 及 3.9 s 处)。3.5 s 处($S/N=0.25$)出现一个看起来很可靠的能量团，其速度拾取值为 3474 m/s，理论值应该为 3210 m/s，误差达 264 m/s。

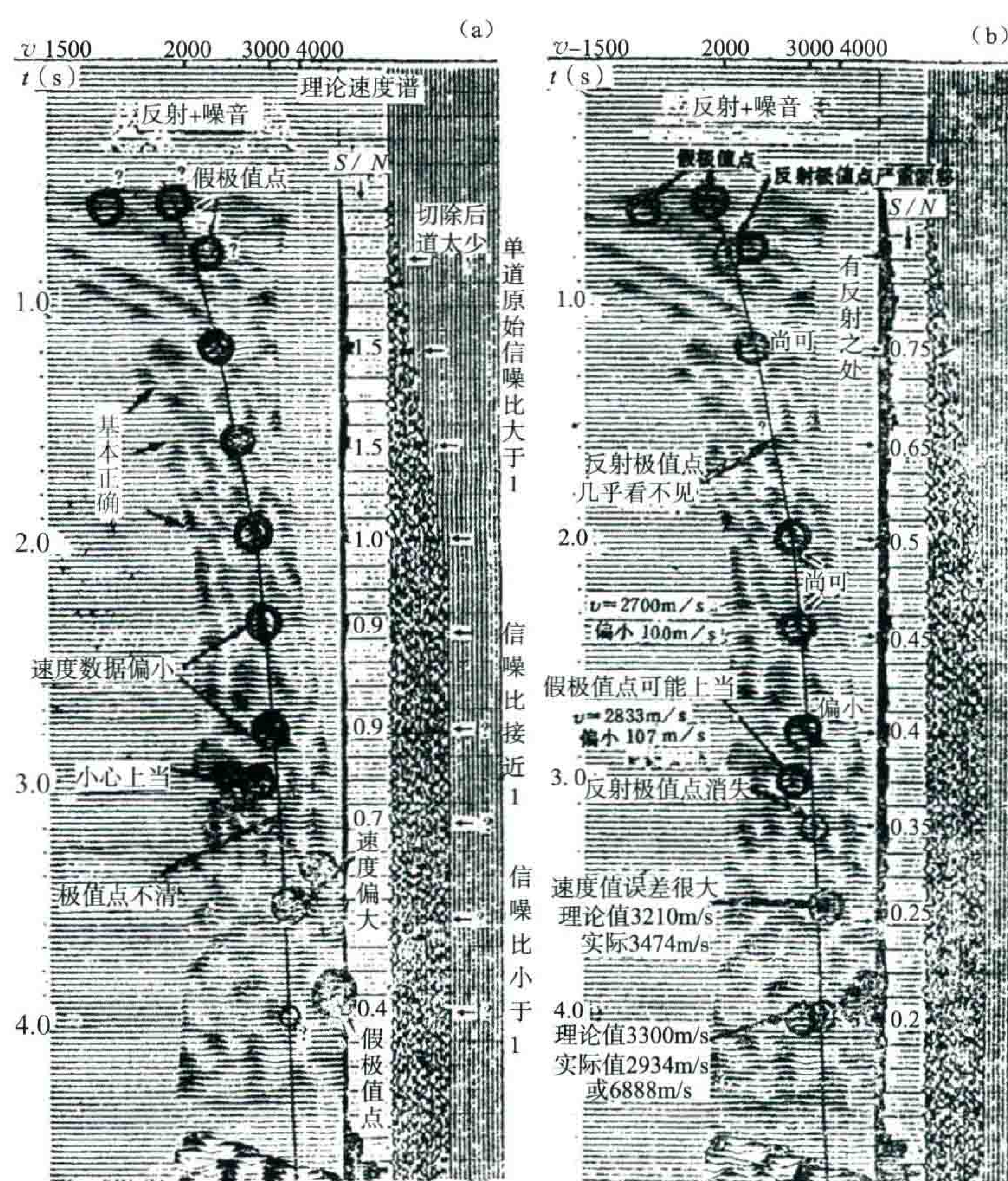


图 9　纯反射信号加噪声的速度分析

这个理论模型告诉我们，在 12 次覆盖的条件下，当速度谱的道集原始信噪比低于 0.7 时，叠加速度就受到干扰，得到不合理的数据。

当采用高覆盖次数，例如 24 次覆盖，或者做速度谱时采用相邻两个 CDP 道集叠加后做谱，就可以提高速度谱的质量。此时对于随机干扰来说，信噪比统计性提高$\sqrt{2}$倍，那么速度分析失效的“第二危险点”(参看图 6 下方)就位于 $S/N=1/2$ 附近(如果进一步增加 CDP 叠合点数或增加覆盖次数，则第二危险点还可以向下移动)。

这便是低信噪比地震记录在做速度谱分析时的“第二危险点”，此时得不到合理的速度值(图 6)。

改进速度谱的方法：① 使用叠前压噪（多域压噪）改进原始信噪比。当然这要必须先解决野外静校正问题；② 计算速度谱时，增加 NM（即增加 CDP 数），或增加 OT（矩阵数）（把速度谱叠加）。

检查速度的合理性可以用以下办法：

（1）对于突然进入速度较高的老地层的地区，可参考图 10 应用的叠加速度理论图版。

（2）检查叠加速度及层速度剖面展开图，在线上和面上分析考虑速度谱解释的合理性。如西北地质研究所在进行塔里木盆地的塔中资料处理时，采用了叠前深度偏移的方法，这样就获得了比较准确的叠加速度场，从而得到了平常方法得不到的 Tg5 弱反射层信息。其实在当今勘探条件下，本来在塔中地区不是非要进行叠前深度偏移的，但他们这样就"歪打正着"了，这也从另一方面说明了加强对速度谱研究的重要性。

（3）人机交互。观察相邻速度谱的规律，同时看动校道集及叠加扫描结果。国外石油公司在 20 年前就已经这样做了。

（4）建立叠加速度库及层速度场库，随测线的增移及时修改。就像叠前深度偏移对速度场要求的那样认真对待速度场的研究，这是今后的高招。

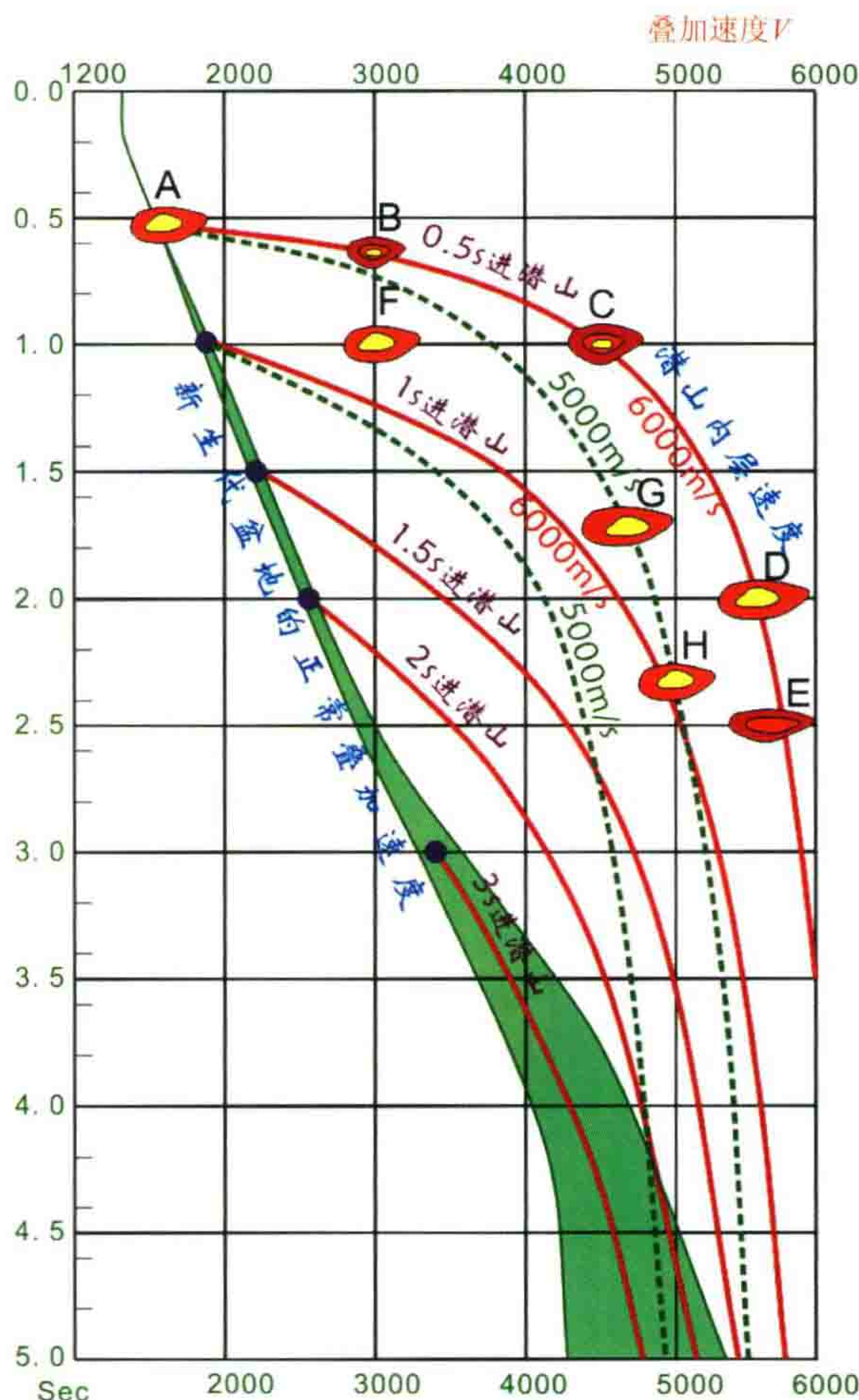


图 10 华北潜山地区叠加速度理论图板

我们粗放式的速度研究是资料处理中的主要弱点。毛病往往出在信噪比既很低，处理时又仅仅根据单个谱，并且每次处理都以单条测线进站，缺乏综合分析，轻易地定下速度。

为了防止对陡倾角叠加速度的误判，最好做 DMO。对低信噪比资料还可以先提高原始资料的信噪比，但必须保证静校正已经解决。

潜山面或盐层顶面的反射往往是弯曲界面，能量团中心不一定是合理的速度值，需要加密速度谱。

偏移速度的准确性直接关系到成像质量，深层偏移量更大，更要要紧。

四、为什么要做振幅均衡

现在有很多处理人员在进行振幅均衡处理时，搞不清楚到底谁跟谁做均衡，是信号与噪声之间做均衡？还是胖波与瘦波之间做均衡？

可是我们很多人热衷于一开始就做地表一致性振幅补偿——SCAC。表面上看它还很管用，其实是不合理的。强面波及折射波干扰以及大跳野值，它们都不是地表一致性的。用 SCAC 来压面波会使道间反射波的能量产生扭曲。

压制干扰波不能依靠振幅均衡！消除面波的最好方法是内切滤波，去野值可以用 HARMO 或 ZAP，消除 50 周工业干扰最好的方法是频率域去野值，消除线性干扰（多次反射折射波）可以使用去鸣震的方法，或者采用强线性干扰与动校正同时解决的新方法。因为这些方法都是作用于单道上。

有的处理人员在显示纪录时不调整深浅层能量，深层老是一片空白，无法判断深层信噪比好坏。还有的人采用小时窗 AGC 的方法把振幅强行做均衡。这就强烈地改变了反射能量的相对关系。这两种方法都不可取。我建议对纪录采用一个最简单的“指数调整”，即将道振幅乘上 t 的 a 次方，t 是反射时间（秒），a 是一个从 1.1 到 1.3 的固定值（每个工区内不变）。这样就基本上调整了深浅层能量，便于分析深层信噪比好坏。你如果想恢复原始振幅，只要乘 t 的 $-a$ 次方就可以变回来。

其实野外单炮记录上的反射波本来不需要振幅均衡。这是因为野外单炮记录上的反射波能量本来是比较均匀的，除了工作不正常道外，主要是面波等干扰波的能量太强。

对于有效反射波来说，真正需要均衡的是炮与炮之间的有效波，其次是检与检之间的有效波。这应该用两步法反褶积或地表一致性反褶积（SCDEC）来加以解决。

现在我们看一个实例。如图 11 是 1994 年在赛汉塔拉进行高分辨率试验时的 002 测线上抽的连续 5 炮的单炮记录，当时是连续放炮的，设计的井深与激发药量都一样，但通过固定增益回放显示后明显看出，炮与炮之间的能量差异很大，但本炮道与道之间反射波的能量差异不大，可以说没有突变，是均匀的。图 12 是把 5 炮经过统计多道脉冲反褶积后的记录固定增益显示，只对炮集进行处理，可以看到炮间能量差异就略有改善。图 13 是经过统计子波两步法反褶积之后的固定增益显示，期望输出是主频为 45 Hz 的雷克子波，可以看到炮与炮之间的能量差异有了明显的改善，反射波胖瘦趋于一致，但仍有一定的能量差异存在。

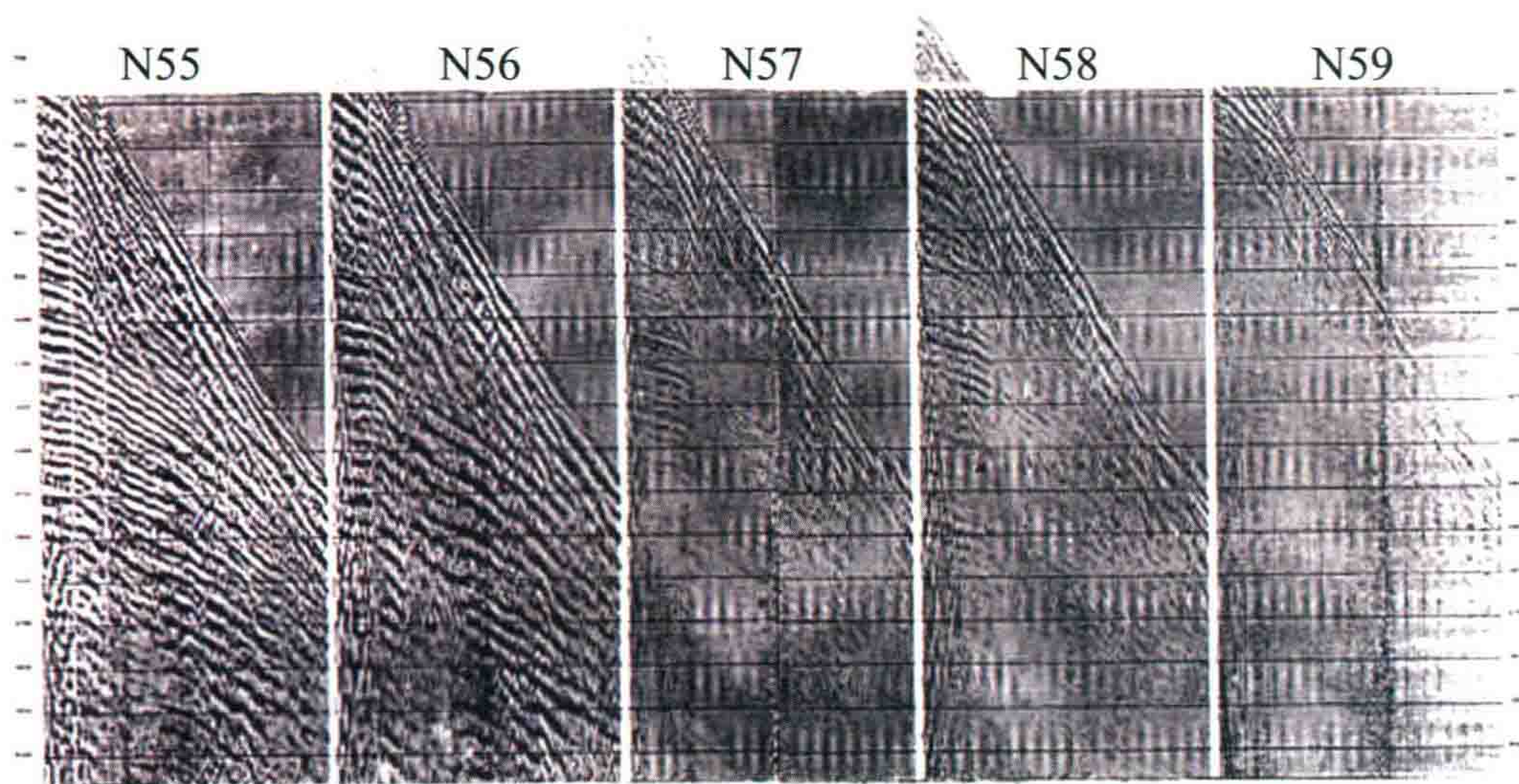


图 11 赛汉塔拉试验测线固定增益显示的连续 5 炮单炮记录

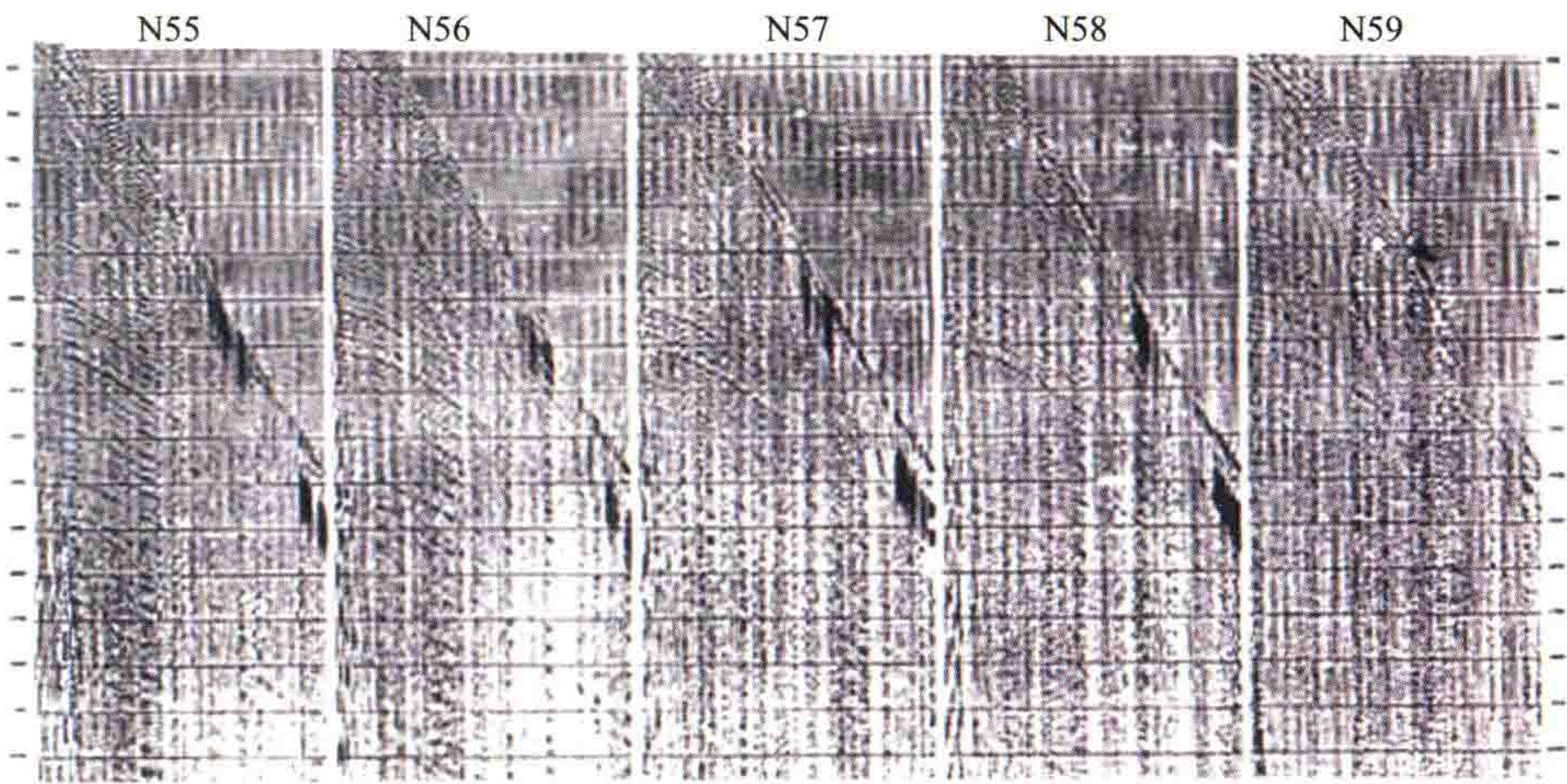


图 12 赛汉塔拉试验测线 5 炮记录经脉冲反褶积之后单炮显示

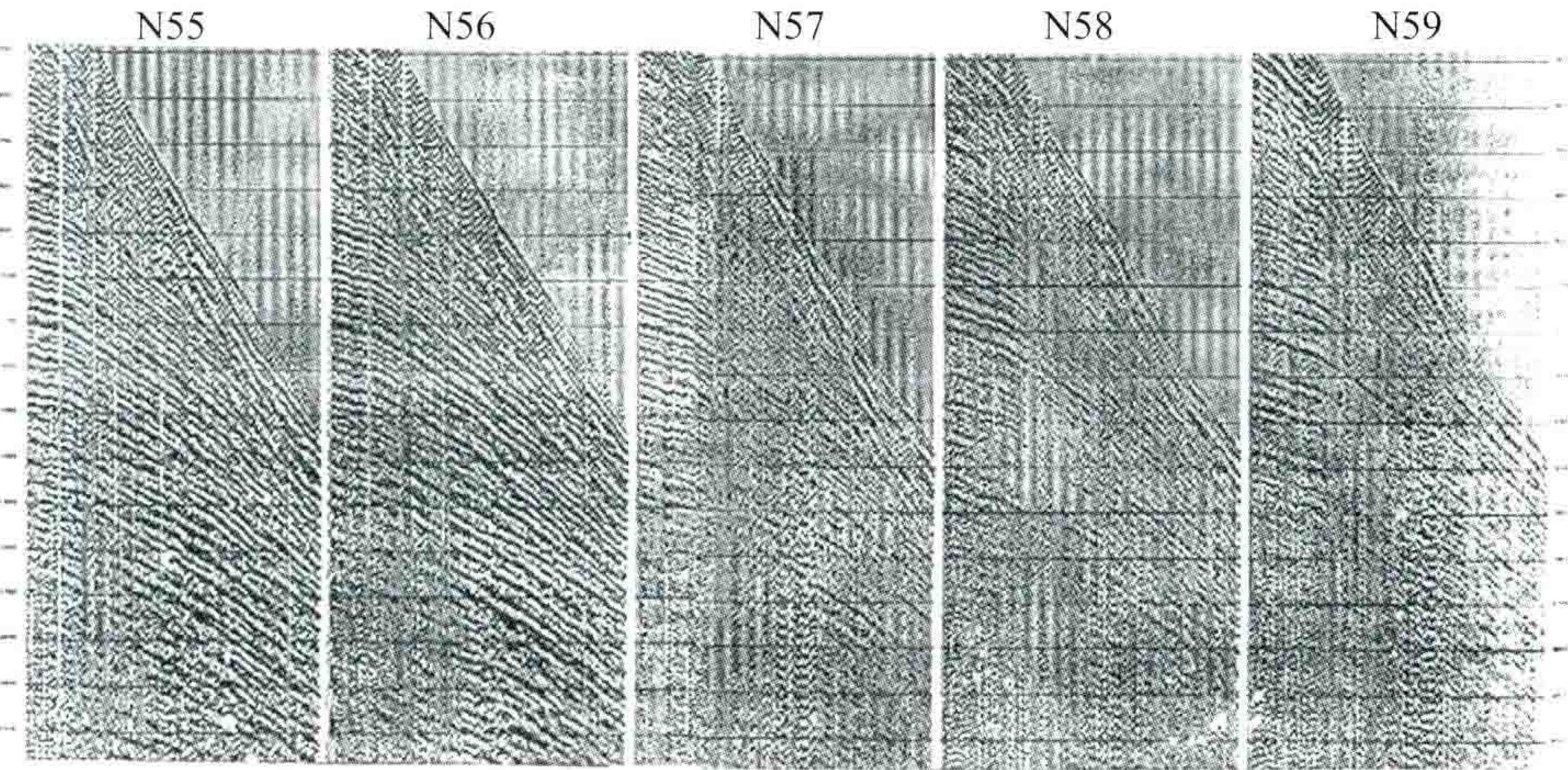


图 13 赛汉塔拉试验测线统计子波两步法反褶积之后单炮显示

山前褶皱区地震资料如果先做振幅均衡，则将导致偏移成像的失败。如图 14 所示，对于凹形界面，会产生能量聚焦现象，亦即弯曲界面的能量本来应该是差别很大的（回转波及聚焦界面），这时强能量就不该均衡掉。

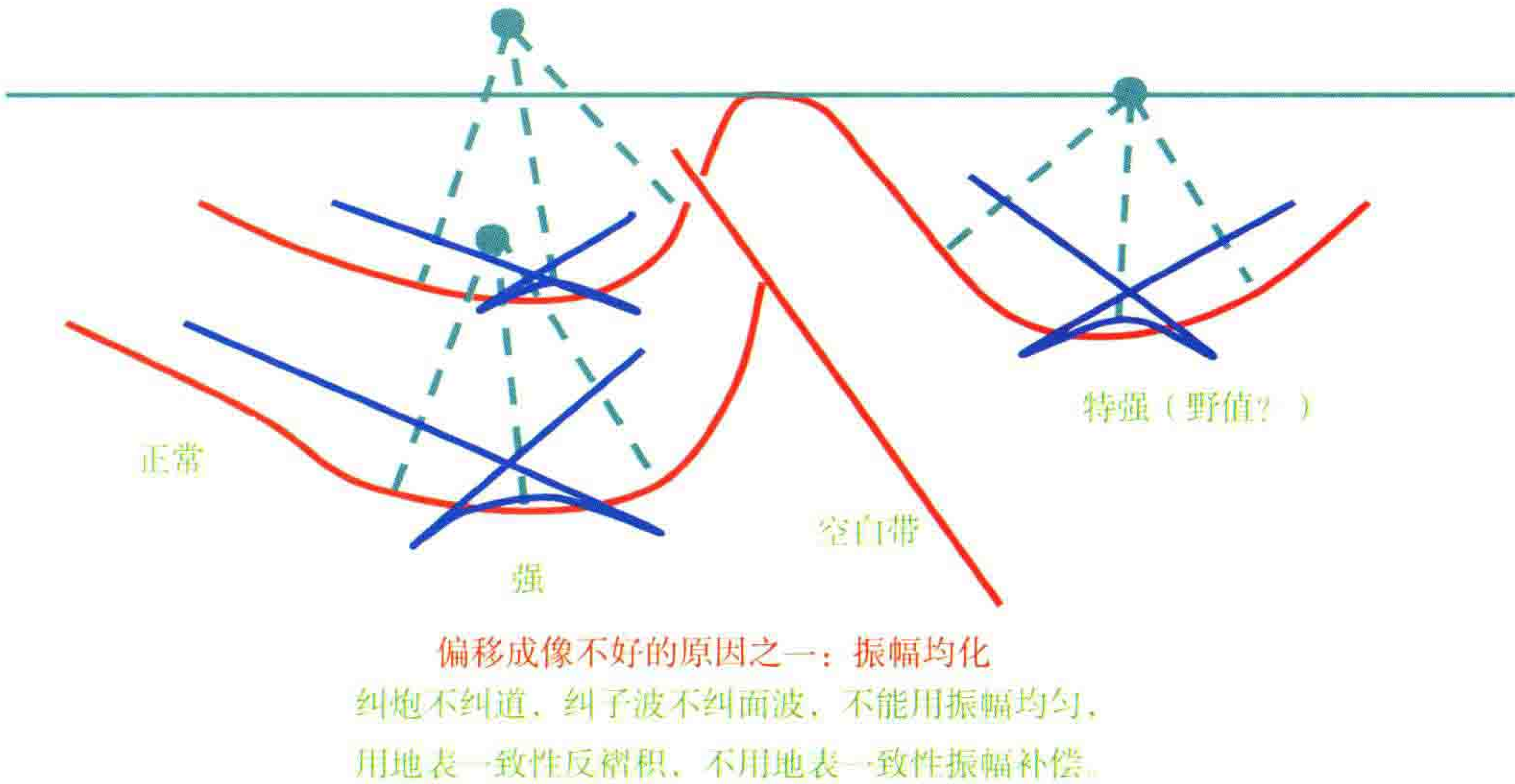


图 14 山地褶皱区聚焦界面反射能量差异示意图

因此对于能量不均衡的现象，应该纠炮不纠道，纠子波不纠面波，不能上来就用振幅均衡，对于能量差异及波形胖瘦不一致的现象，应该用地表一致性反褶积来纠，而不笼统的应用地表一致性振幅补偿。

山地褶皱区的这种情况要采用地表一致性反褶积（SCDEC）做四域分解，然后 CDP 域只参与计算，不做均衡，即保留 CDP 域该强的还是强，这样偏移以后的振幅才能反映该处的真实振幅。

五、统一子波波形胖瘦的重要性

波形胖瘦不一致，能量不一致会造成互相关时移的错误，从而使自动剩余静校正失效，速度谱计算会出现错误，致使叠加剖面上的波形失真。这是陆上地震资料处理最头痛的问题，也是高分辨率处理中的核心问题。毛病大都出在野外炸药爆炸不完全，或者激发岩性多变等原因。图 11 所示的在赛汉塔拉的试验记录的能量差异也就是这个原因。

地表一致性反褶积的实质只是子波的波形调整，没有子波相位压缩的作用，所以在做完地表一致性反褶积后应该紧接着做预测反褶积或脉冲反褶积来压缩子波。地表一致性反褶积是把整个一条测线上的子波统计求一个公共的子波模型，然后大家向它靠拢。

反褶积时窗的选择要有讲究，要以信号为主，而且还不受切除的影响。

如果没有干扰波的存在，上述两种反褶积能够彻底统一子波。但由于干扰波的存在，往往只能使胖瘦接近，振幅还差较多。因此，在两种反褶积做完后还要使用振幅均衡（整道均衡或大时窗均衡），使道集内的振幅接近一致。

地表一致性振幅补偿（SCAC）与地表一致性反褶积（SCDEC）都是地表一致性四域分解法。但前者是就事论事，仅对振幅做处理，后者却是设法全面统一子波的频谱。如果先做地表一致性振幅补偿就搞乱了振幅关系，使地表一致性反褶积不能充分发挥作用。

六、大排列资料如何合理使用

近年来排列往往大到正负 6～8 km。排列长度的选择的最好方法是在野外放大排列延伸炮，它直观地告诉我们近中远处信噪比的实际情况。

处理阶段中，大排列是好事，不是缺陷，关键在于人们如何使用它。

大排列在平缓构造区可以改进深层资料质量，但西藏及火焰山等特殊地区有时大排列不如小排列的容易“成像”，因为波场变化太快。有些地区有效波却只能在远排列上出现。

陡构造上倾方向发炮的质量常常比下倾方向发炮的差许多。有的地段甚至接收不到反射，只有噪声。这种情况下当对称排列采集时，笼统地做叠加，效果肯定不好。

即使速度没有横向变化，由于层状介质的各向异性（VTI），也会出现 VVO（随炮检距的速度变化）现象，造成远排列 T_0 时间误差，影响叠加效果。

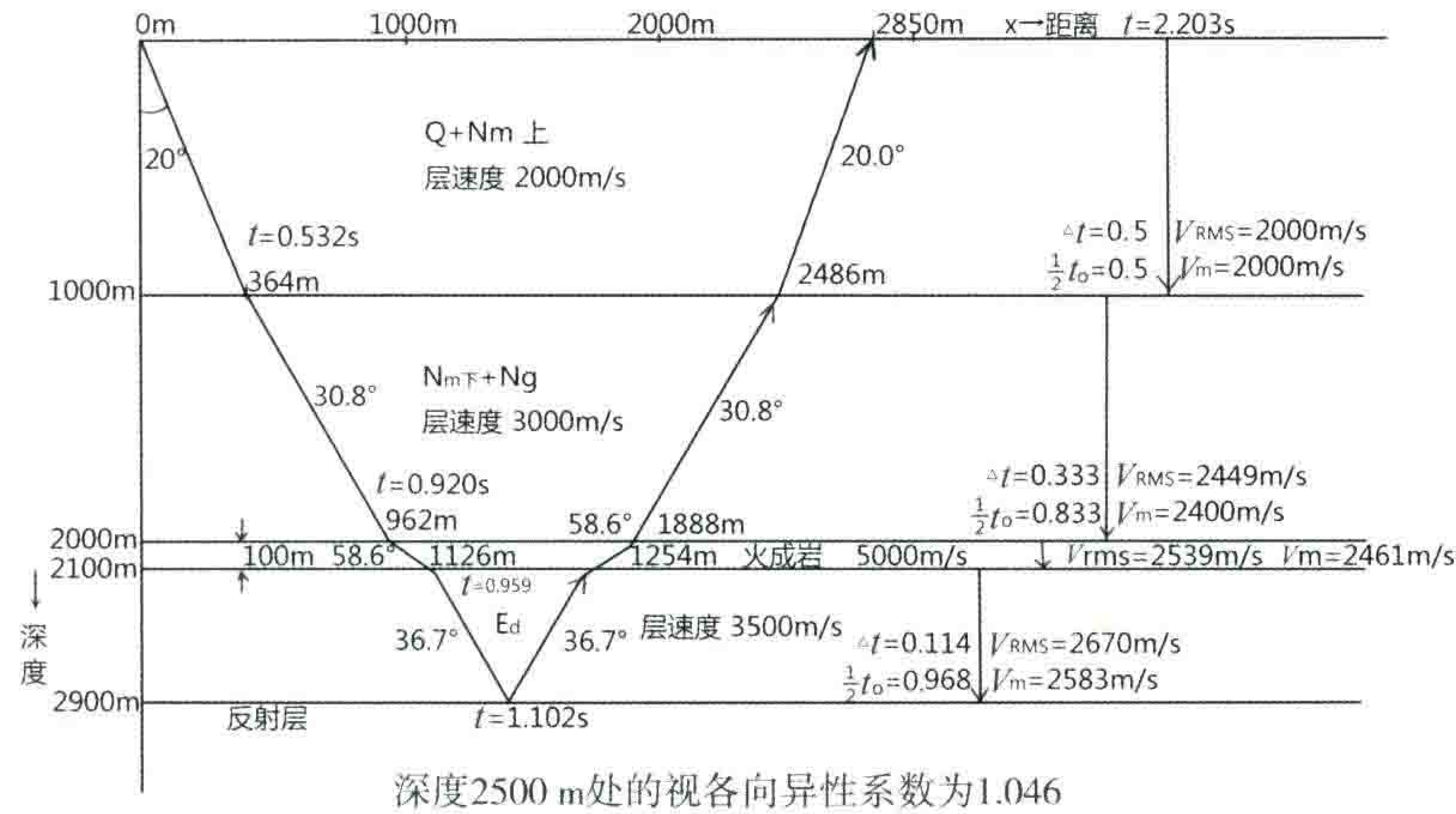
图 15～17 是关于研究水平层状介质的视各向异性问题的图件，可以清楚地看到即使在水平层状介质情况下，当炮检距增大时，射线速度或等效速度与均方根速度及平均速度的差异也是比较可观的。

水平横向各向同性介质（VTI）中射线速度随炮检距的增加而增加。

埋深为2500 m的反射层，其直上直下地震VSP测井得平均速度为2583 m/s，

均方根速度为2679 m/s，但是实际射线速度为2706 m/s，综合等效速度为

2 702 m/s。



深度2500 m处的视各向异性系数为1.046

图 15 水平层状介质的视各向异性问题(1)

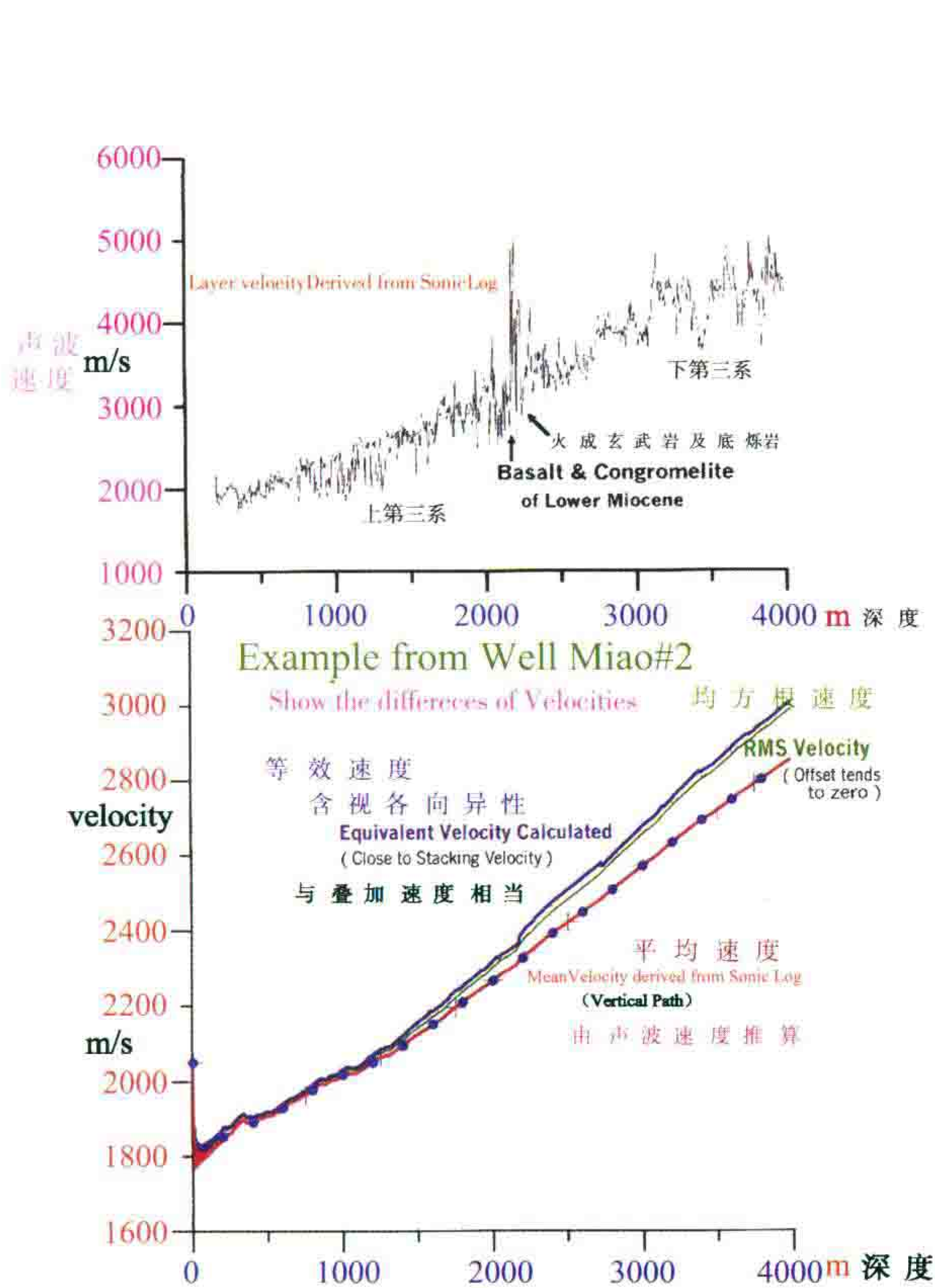


图 16 水平层状介质的视各向异性问题(2)

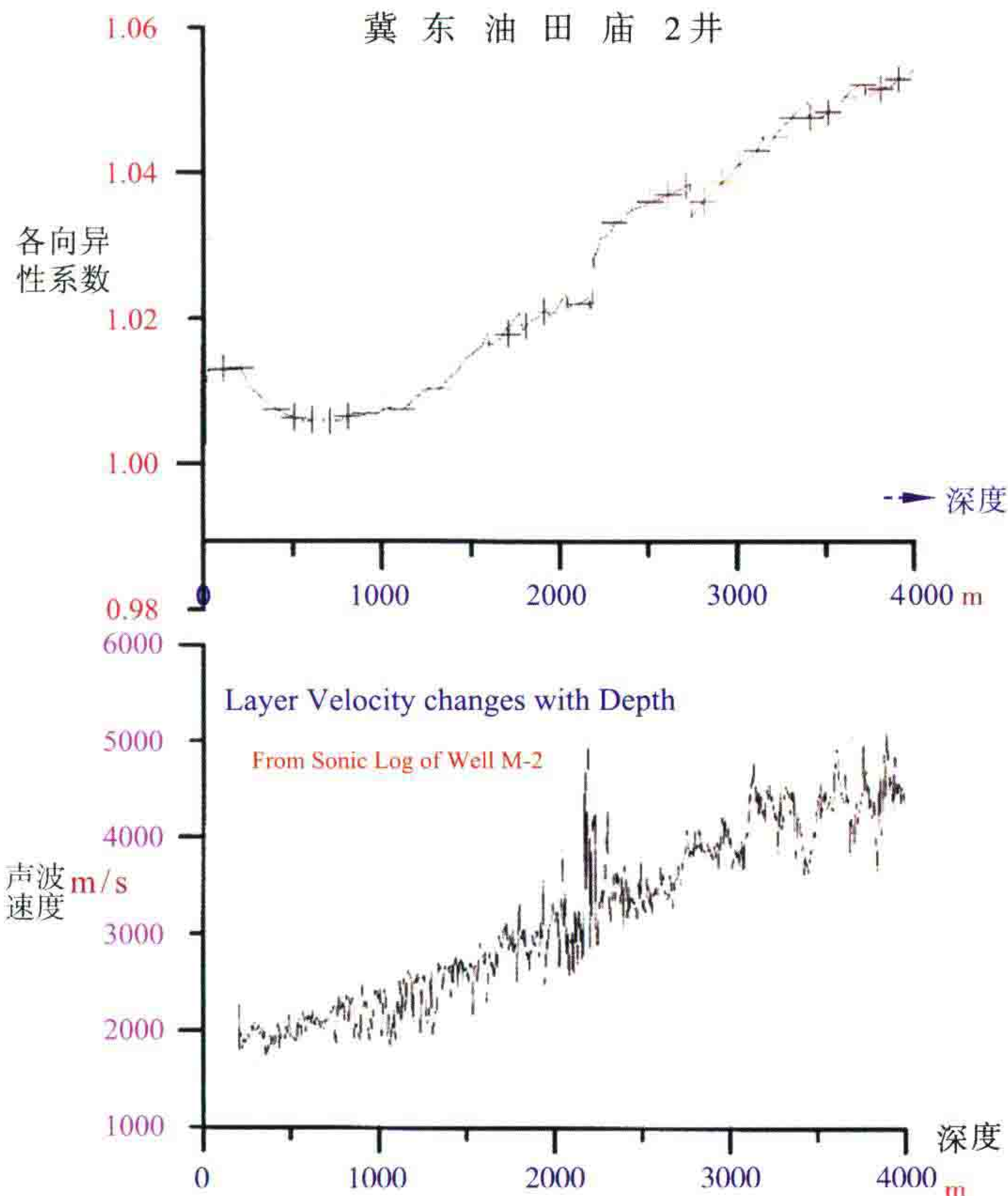


图 17 水平层状介质的视各向异性问题(3)

现在已经有 VTI 介质的各向异性处理软件了，要用好它。

有些地区近排列资料品质好，还有不少地区深层反射只有远排列资料才能用，不能笼统地做叠加。

复杂构造地下速度场变化剧烈，射线路程复杂，产生反射时距曲线非双曲线的问题，排列愈大愈不能叠加成像。速度谱也愈不容易求得合理的结果。

按照老规矩，全排列求速度谱，可能得不到合理的叠加速度。在不合理的速度基础上，整个大排列作叠加，只能一片混乱。

应该采用的办法是：把一个大排列分为 3～4 段，“分段做谱，分段叠加”，再加上“选优拼接”。即通过

“加权拼接”,把每段里好的内容保留,不好的加以忽略。这样做肯定很麻烦,需要细心地工作。就像我们家里做菜必须先把菜根、黄叶去掉,洗净后,再加以烹调,不能“一锅煮”。

如何判断哪个波要留下,哪个要去掉,这里边就有讲究。这需要地质人员与地球物理人员的良好结合,搞解释的人与搞处理的人员共同协作,才能有较好的结果。

七、内外切除的重要性

不切掉折射初至波会造成假的产状,切多了会牺牲有效反射。因为埋藏较浅的陡倾角地层和很浅的新地层下就出现老地层的反射波常常出现在折射初至波的区域里。内切除对于处理好强多次波发育地区的反射资料是十分关键的一招。

图 18 是西藏羌塘盆地的野外原始单炮记录,图中红线所画部位是反射信息。可以看到有的反射波也出现在初至以外,有的反射波同相轴的极小点已经在排列的 5～6 km 之外。西藏羌塘盆地地面调查时,地表三叠系露头的产状大都是陡倾角的,倾角大都在 45°以上,有的甚至接近 90°。

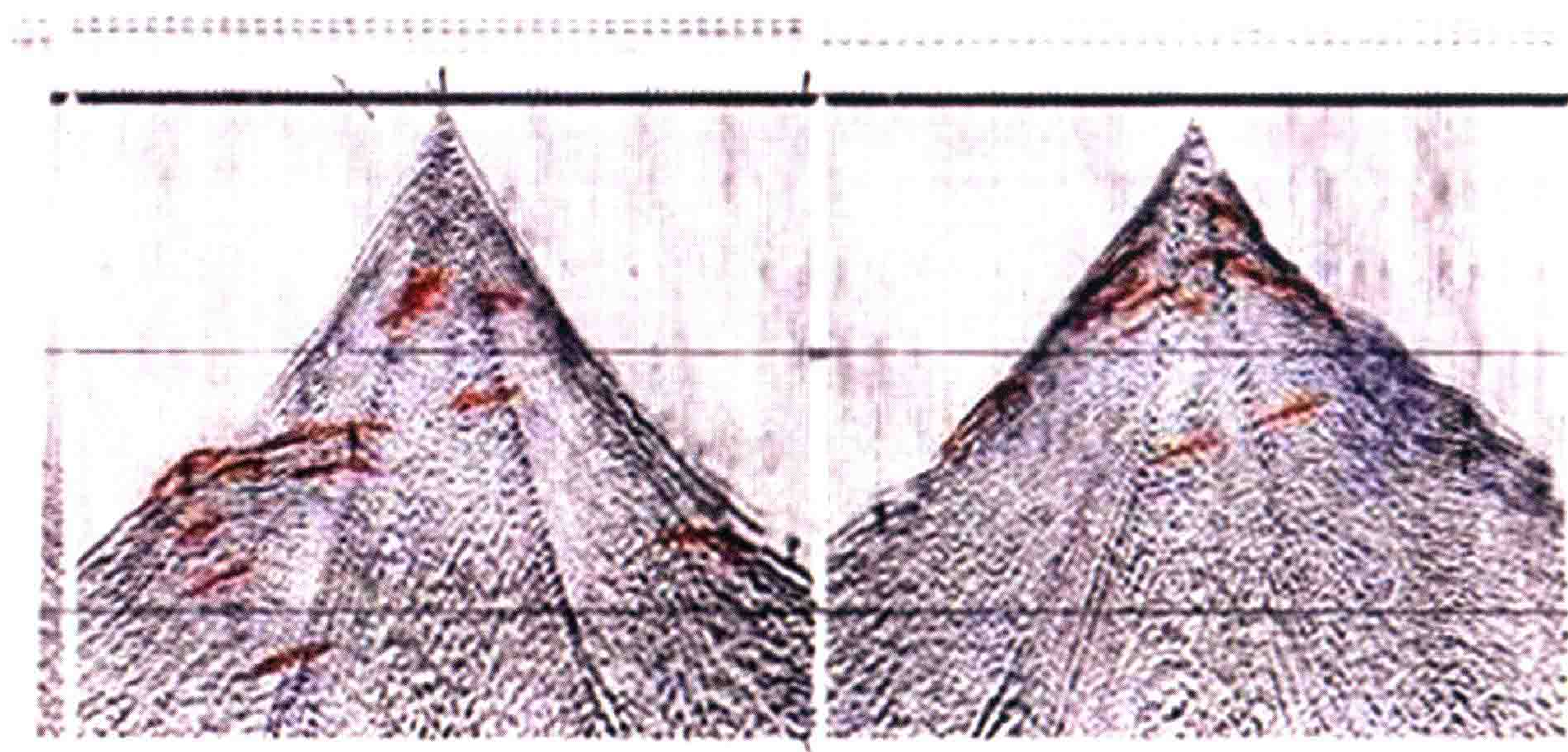


图 18 西藏羌塘地区野外单炮记录

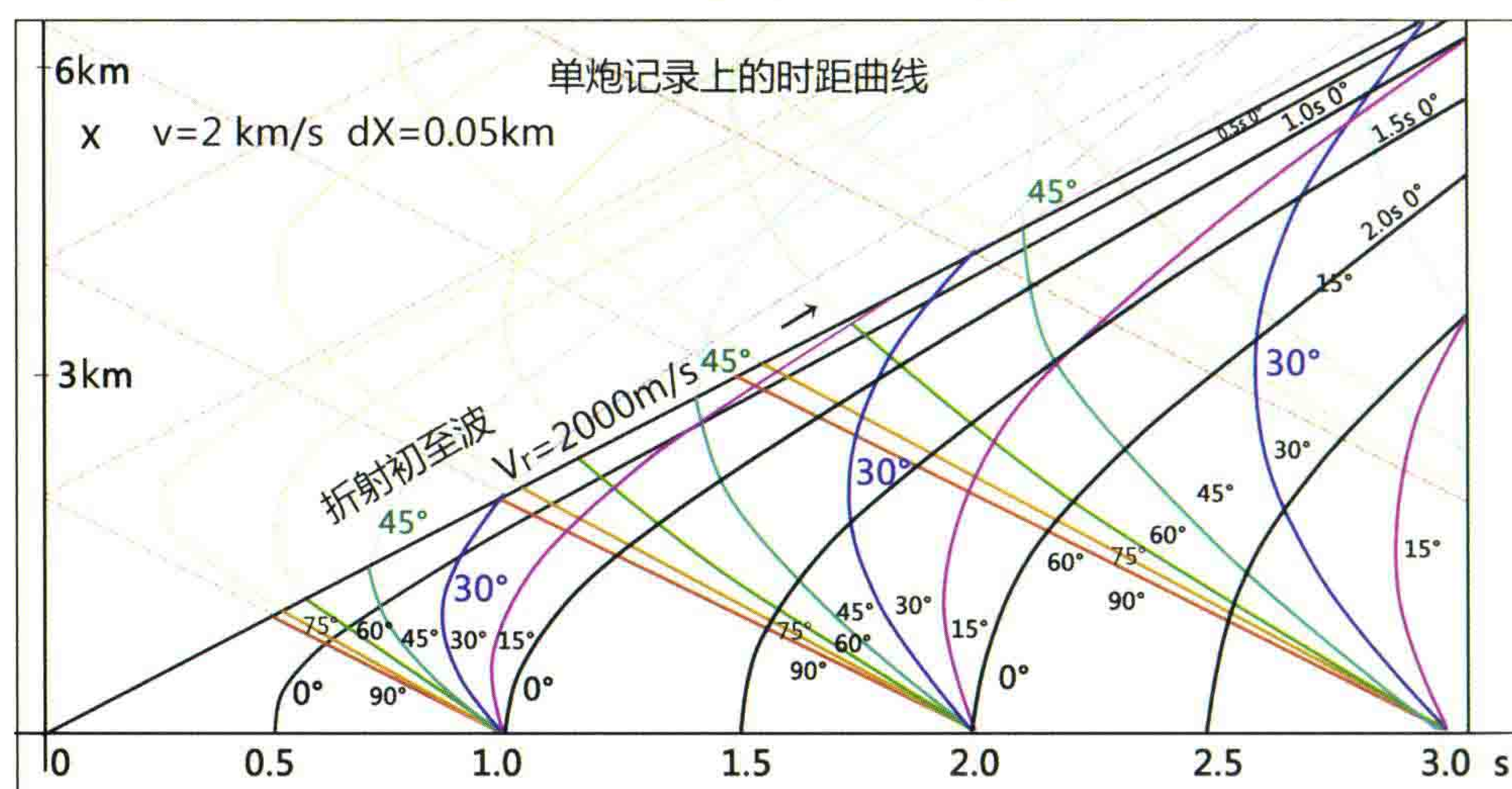


图 19 不同倾角的反射界面出露到地表时与折射初至波的关系

我做了一个理论分析见图 19,它是不同倾角的反射界面出露到地表时,与折射初至波的关系。可以

看到在地层倾角达到45°时，反射双曲线（图中红线）与折射波初至差不多达到直角关系，即反射双曲线极小值正好是反射波同相轴与折射初至的交点处。当地层倾角达到30°时（如图中绿线）反射波双曲线的极小点在炮检距1～3 km处左右，即在排列的中间出现极小点。根据这个理论分析图，可知在图18中左边记录上靠近两边初至的反射同相轴所对应的反射界面倾角为35°～40°。

当地层倾角为90°时（如图中黑线），反射波表现为反向对称于折射初至波的形态，且能量极弱，一般不易发现，或者把它当成次生干扰波而加以去除。

这便是我们地震勘探得不到反射陡倾角的根本原因。我们的地震剖面上一般是看不到倾角大于70°的反射的，尤其是浅到地表附近的陡反射更难获得。

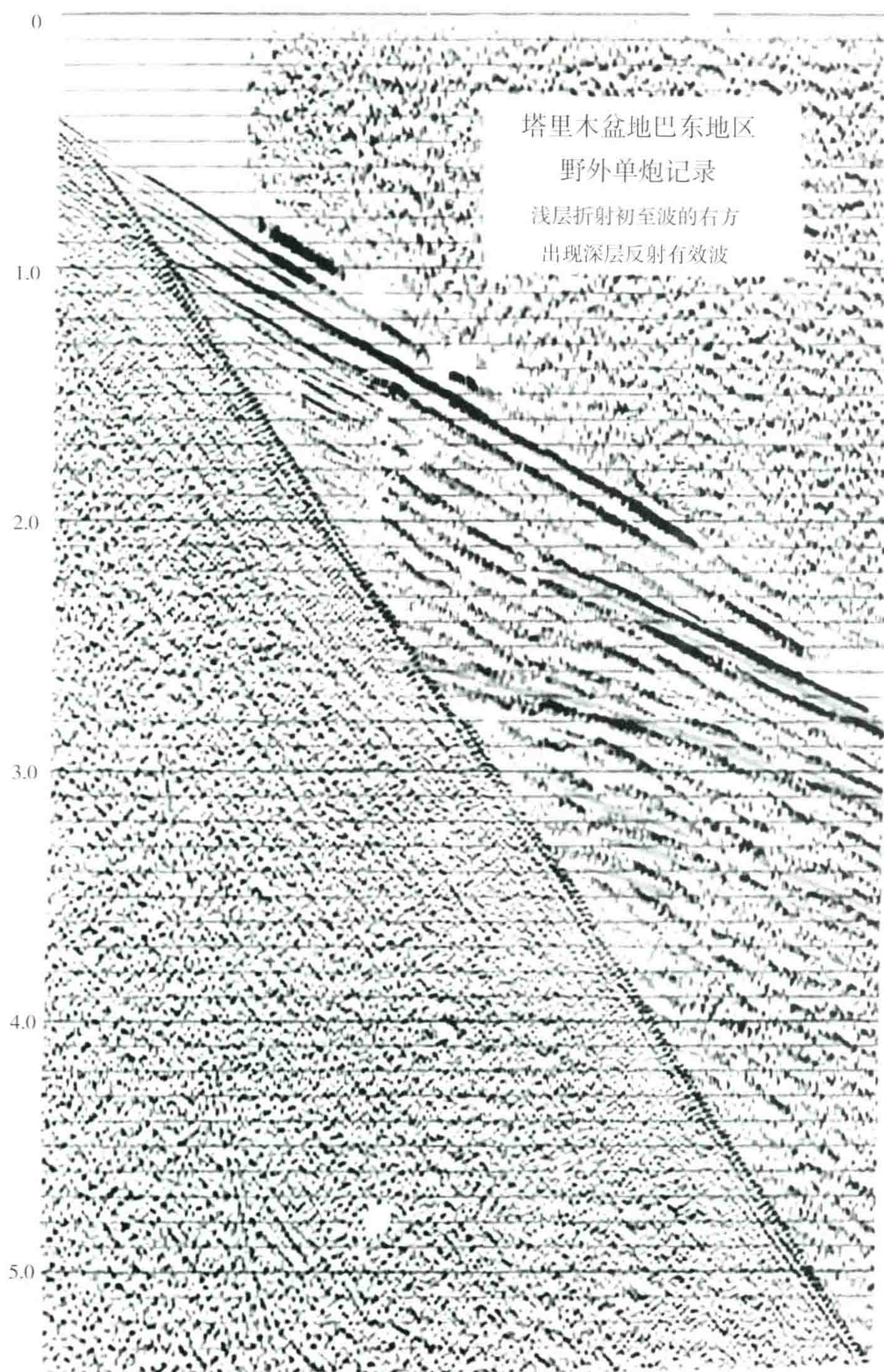


图20　塔里木巴东地区野外单炮记录

图20所示的是塔里木盆地巴东地区的一张原始单炮地震记录，该地区的新第三系地层下面就是古生界地层，速度有个突变。从图中可以看到，古生界地层的反射出现在了折射波区域内(图中蓝色线上断断续续的即反射信息)。如果按照常规的切除方法，把折射波区域全部切除的话，这些反射信息就会被切除掉。对于这个地区的资料，一开始我们处理时就走过这样的弯路。因此，如果不认真分析资料的话，一不小心就会把有用的东西切除掉(它并未超过临界角)。

避免出现错误切除的出路是多看原始单炮记录，了解工区所在地的地表地下地质地层特点，认真识别有效反射，小心地做好“内切除”。

大排列资料在叠加前细心地对每一个道集做内、外切除，扔掉无用的“垃圾”，也能起到“选优拼接”的作用。

八、压噪是一门学问，是一种艺术

不敢压噪的人思想不解放，对困难的地震剖面能救的不救。3033处理系统的美方经理Smith先生是个典型。Smith先生在美国是做海上资料处理的人，没有处理陆上困难资料的经验。他极力反对去噪，他认为不去噪才是“真实”的剖面。3033系统开始运行时，按石油部规定：一切技术问题，所有的决策都要听从美国经理的。于是1983—1984年3033为我们处理的内蒙古资料全都不合格，后来全部返工了，因为内蒙古的资料原始信噪比很差。后来我们把3033处理的质量很差的剖面和采用我们自己用法国CGG模块处理出来的去噪后的合格剖面做对比，放在他面前。在事实面前Smith先生才不得不接受我们的意见。

当然，压噪不讲究方法，不分析有效波在不同域内的分布范围，压噪过头，就会出假。

这两种偏向都要防止，希望做到“压而不死”、“活而不乱”，即要求在目的层范围内看不到严重的“麻麻点”和“下雨状”，而且不能“蚯蚓化”或出现“炕席现象”和“断点模糊”。

对不同的干扰波要采取针对性的压噪方法：

① 消除面波的最好方法是内切滤波。

② 去野值可以用HARMO或ZAP。

③ 消除50周工业干扰最好的方法是频率域去野值。

④ 消除线性干扰(多次反射折射波)可以使用我国吴峰的RELNOI方法，或者青海的WFIL方法。王卫华的“中值相干滤波”效果更好。

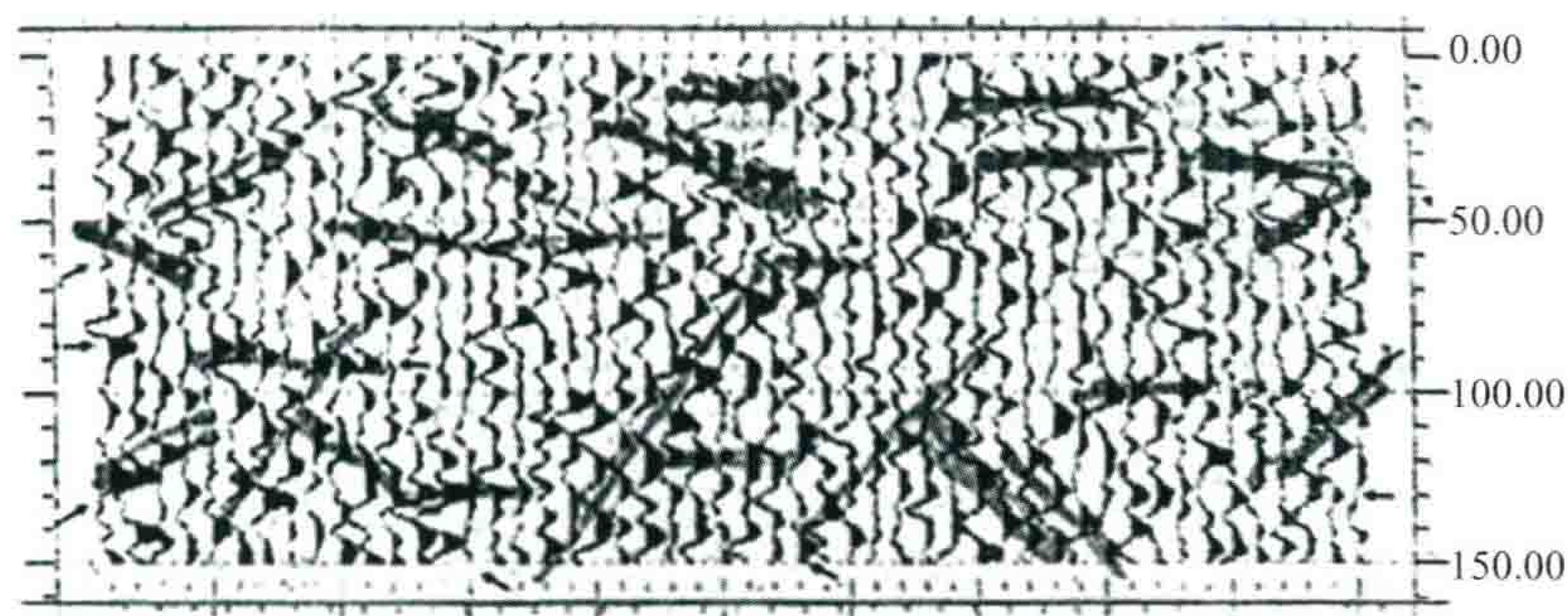
⑤ 时频域压噪法也不错，可以同时压制面波及高频干扰。

注意：它们都是作用于单道上，可避免静校正带来的麻烦。尽量做到“多道识别，单道压噪”(存在较严重静校正问题时，不能先做多道压噪)。

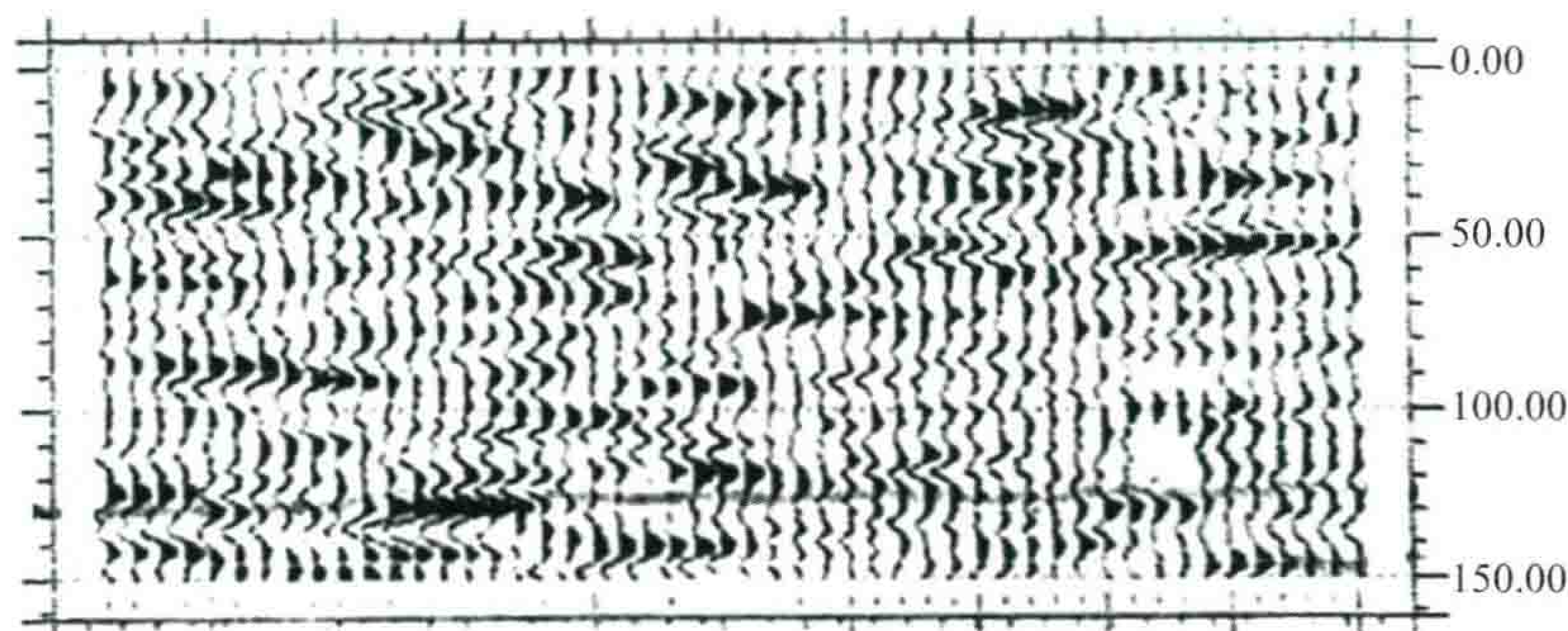
所有干扰中只有随机干扰最顽固，也最难对付。随机干扰其实并不完全随机，它具有各种各样的斜率，应有尽有。我们看一个理论模型试验实例。

图21(a)所示的是用计算机自动产生的随机数褶积一个子波形成的随机干扰模型，从图可以看出在各个方向都存在有某种相干的同相轴影子。图21(b)所示的是对图21(a)随机干扰模型经水平相干加强处理后，形成一些断断续续的水平同相轴的影子。

地震记录上的随机干扰并不是“白噪”，而是具有一定频宽的“有色噪声”，空间域里基本是随机的。但从任何方向看它们，都能组成某些同相轴的影子，去噪后会出现各种倾角的同相轴。几乎应有尽有，好像地下开了一个百货公司。



（a）随机干扰模型，从各箭头方向看，存在着某种相干同相轴



（b）随机干扰模型经水平相干加强之后，形成一些水平的同相轴

图 21　用计算机产生随机数褶积一个子波形成的随机干扰模型(a)
以及经水平相干加强处理之后的结果(b)

随机干扰不能在单道上定义。压噪必须在多道记录域中进行，每个域里一般只能压制 4～8 倍。转到第二个域里再压噪，效果还要降低。

压制随机干扰，最强化的办法是“四域压噪”或“拟三维 RNA”。

九、关于“假信号”的问题

在记录中如果根本没有有效反射信号，或者信噪比极低的情况下，去噪后就会出现一种“假信号”，它们是随机干扰本身与信号不能区分的那一部分，是残留下的干扰，我把它叫作“假信号”。随机干扰在 *F-K* 域二维频谱中分布于全局，也无法与有效信号完全分开，甚至可以说，在任何一个域中都有一些残留部分与有效波难以分开。有色随机噪声道与相邻道之间的互相关并不等于零。



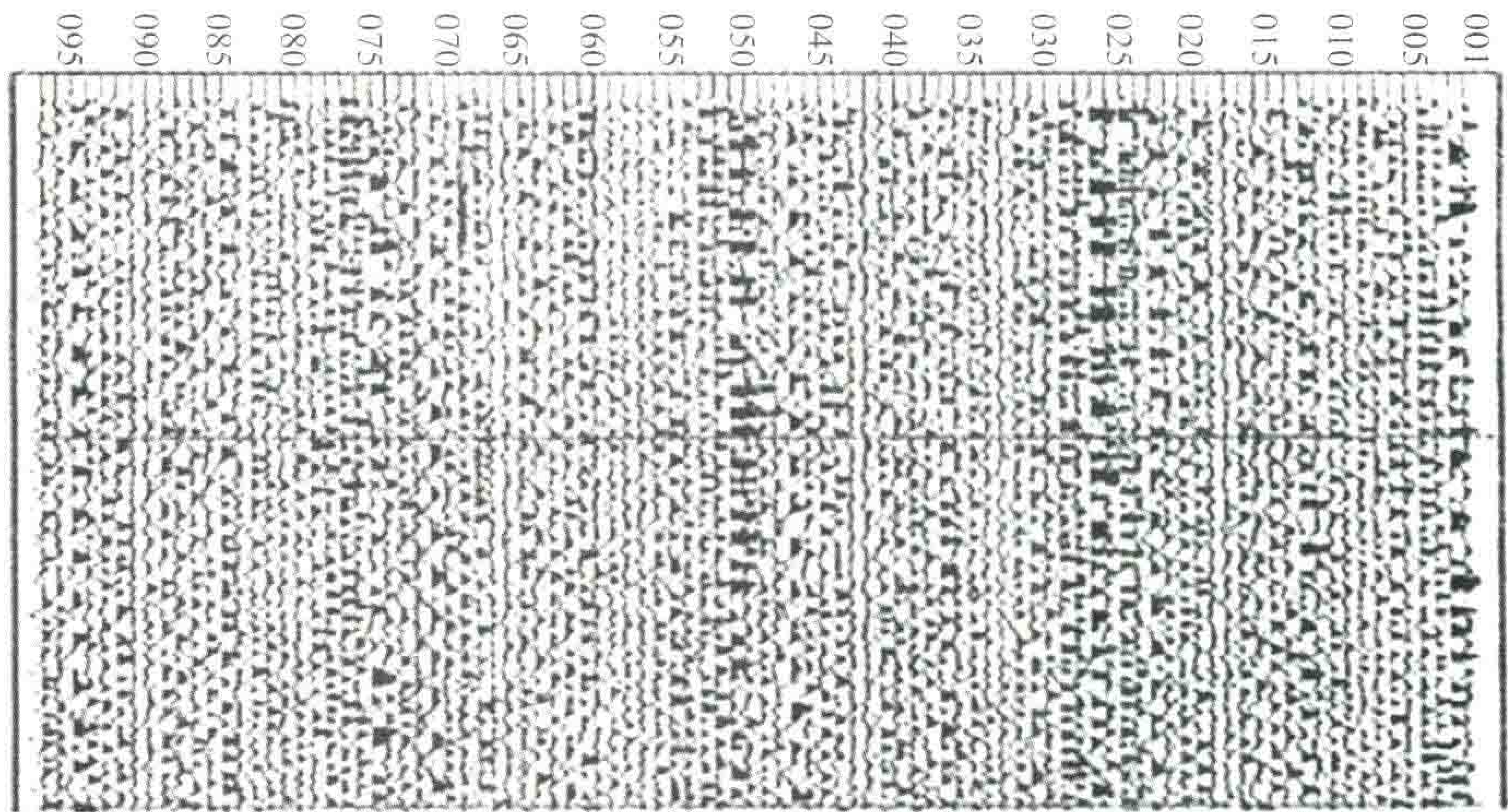
（a）三条水平相同轴加随机干扰模型 （RNA之前）



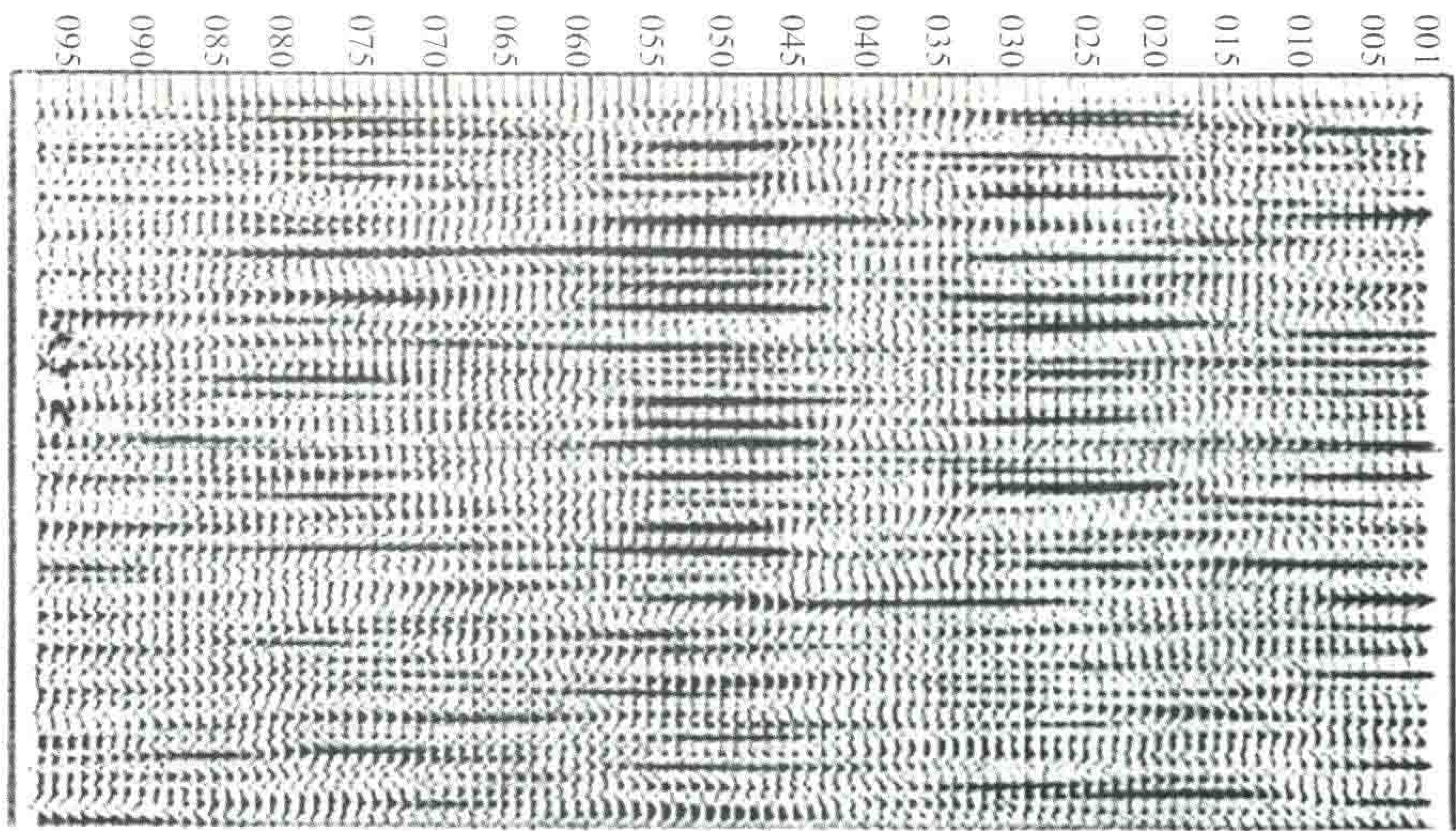
（b）经f-x域预测去噪（RNA）之后结果出现了平行于水平同相轴的另外一些水平同相轴和倾斜同相轴的影子

图 22　信号加随机噪声模型及其经去噪处理后的结果

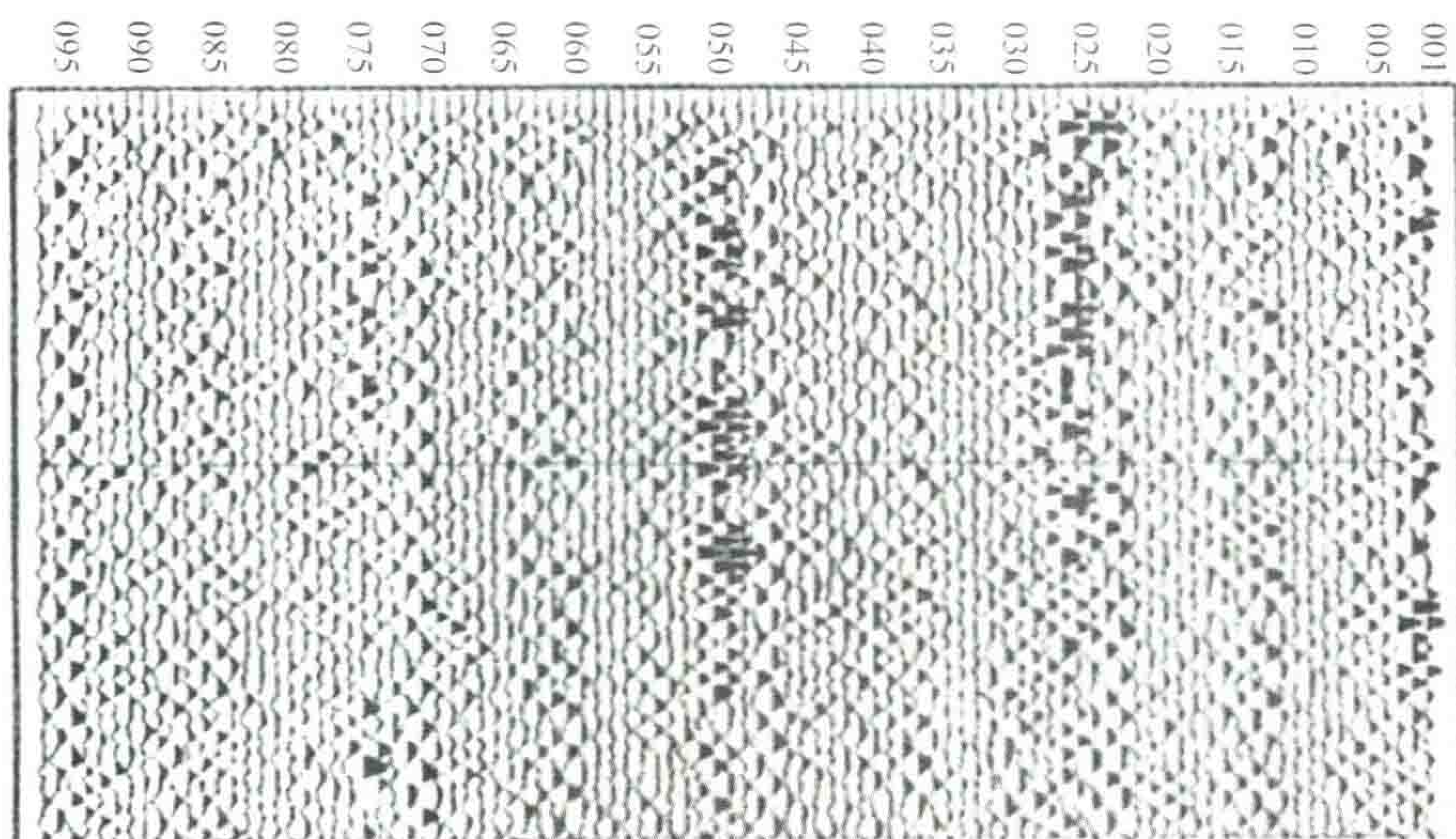
图 22(a)是利用理论子波形成三条水平同相轴，然后再加入随机干扰而形成的理论剖面模型，在这个模型上除这三条水平同相轴外，其他同相轴的影子还不明显。而经过 F-K 域预测去噪(RNA)处理之后，剖面上出现了平行于三条水平同相轴的另外一些水平同相轴的影子[图 22(b)]，这些就是“假信号”。



（a）原始野外随机干扰记录



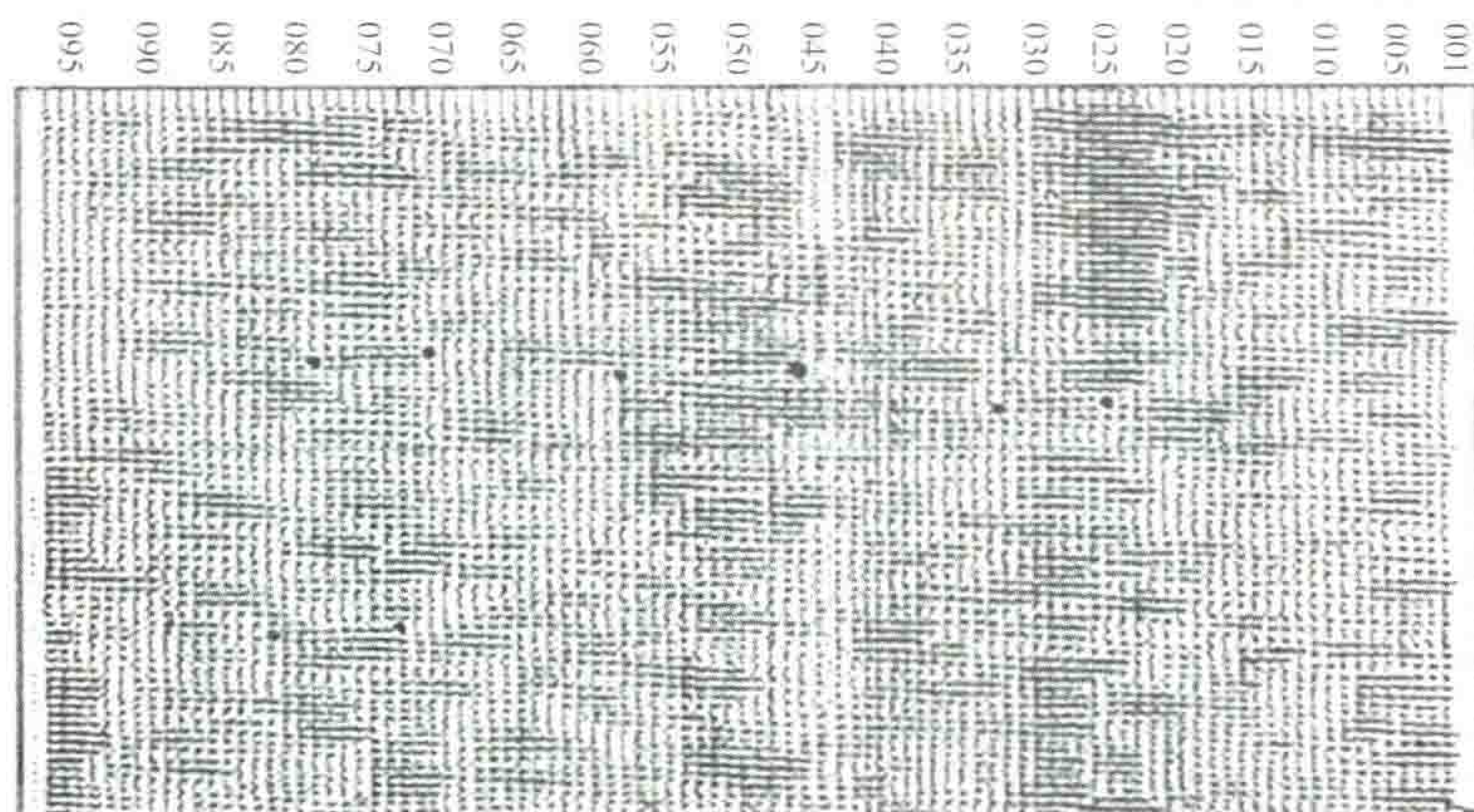
（b）采用15道算子做空间域滤波后



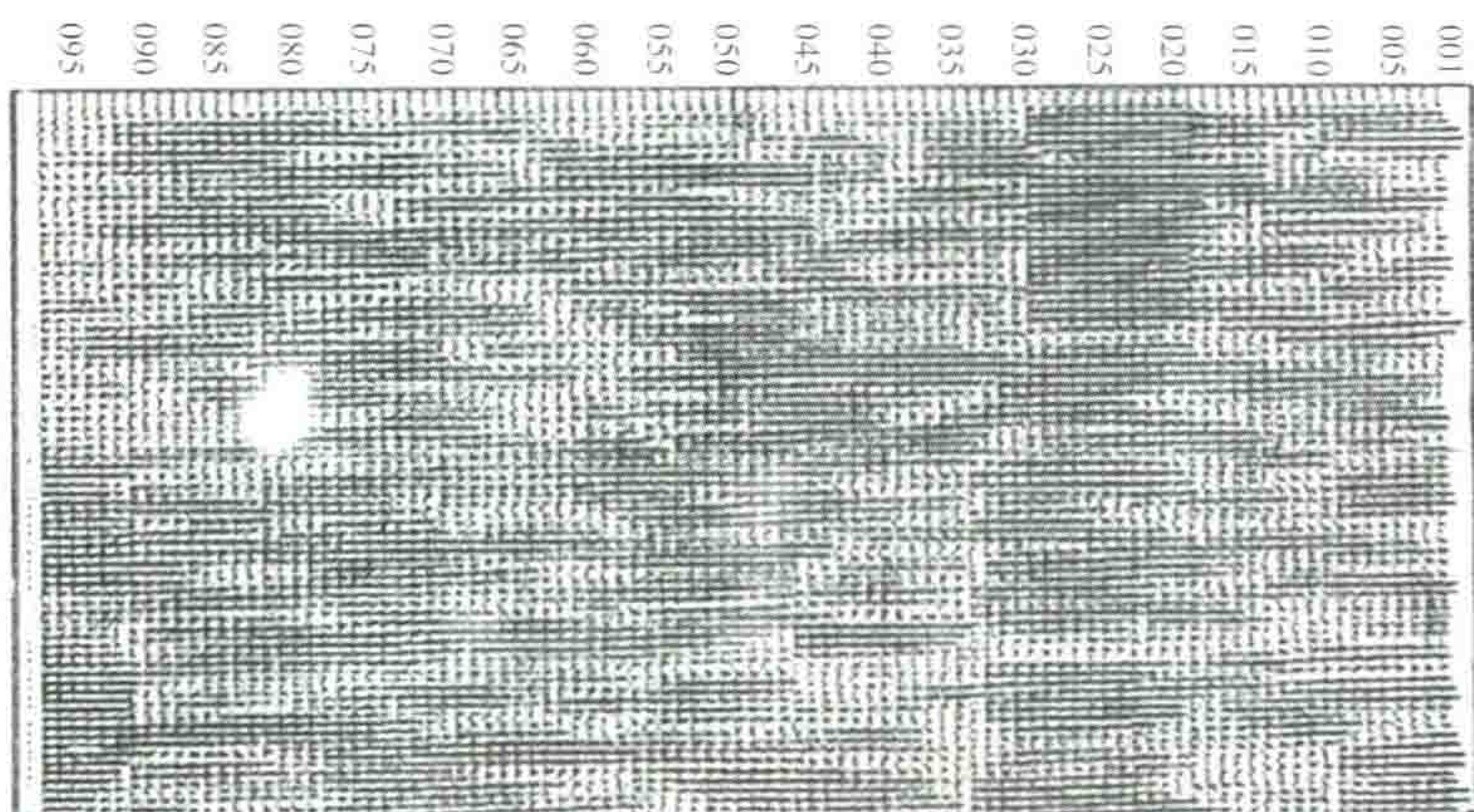
（c）采用通常F-K滤波之后（大窗口，只滤低速干扰波）

图 23 原始野外随机干扰记录及经不同去噪处理后的结果(1)

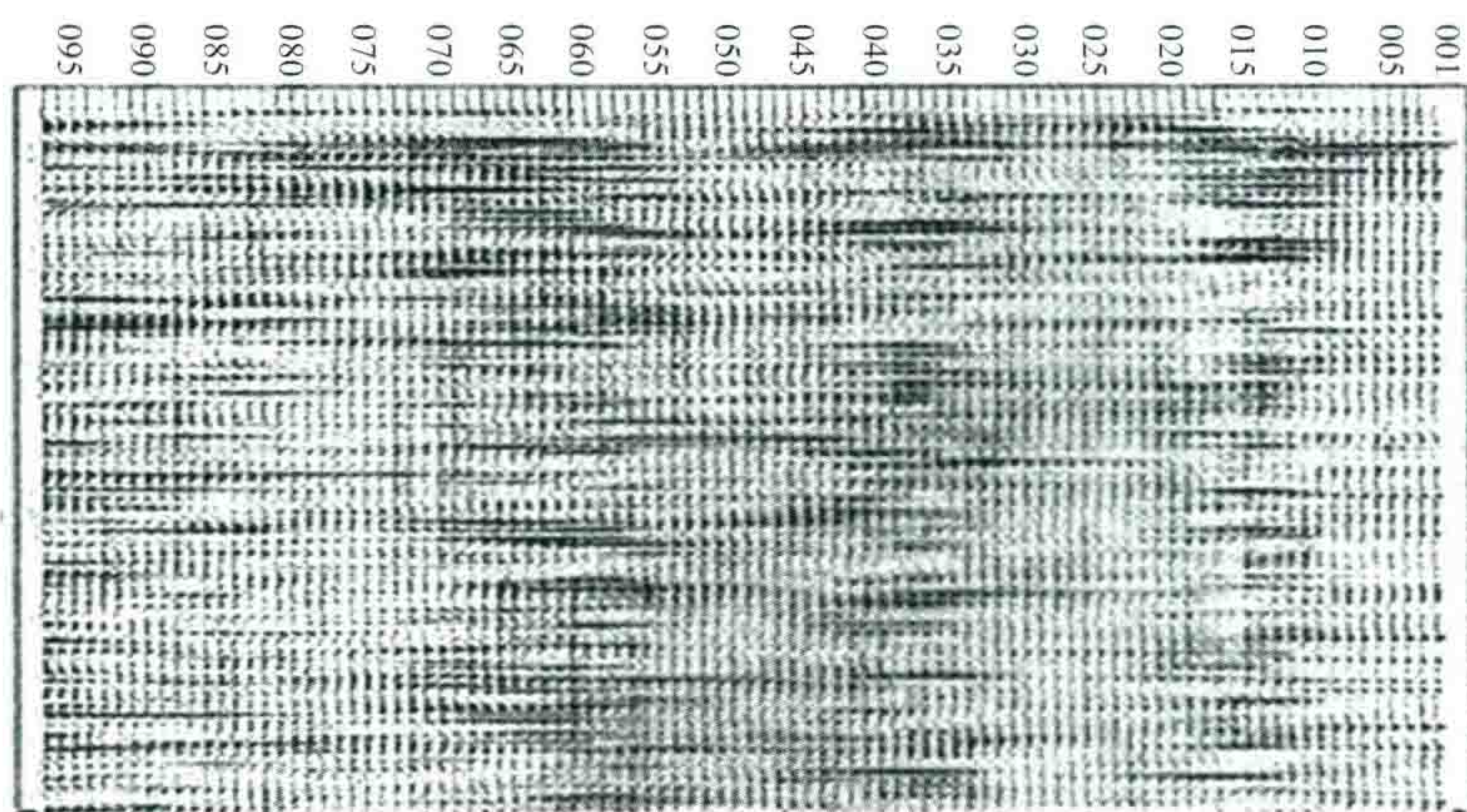
现在我们看一个原始野外随机干扰记录及经过不同去噪处理后的结果。图 23(a)是任意找的一张野外原始随机干扰记录(背景噪音)，我们注意到在原始随机干扰记录上看不到明显的沿着某一方向的同相轴的影子。但采用 15 道算子进行空间域滤波处理后，就明显看到了水平同相轴的影子[图 23(b)]；采用通常的 *F-K* 滤波(大时窗，只滤低速干扰波)后，隐约看到了倾斜同相轴的影子[图 23(c)]；应用 BF 算子进行 *F-K* 滤波[图 24(a)]，采用两个窗口，出现了两种倾角的同相轴影子；应用 DF 算子进行 *F-K* 滤波[图 24(b)]，采用一个窗口，出现了一种倾角的同相轴影子；对经 DF 算子进行 *F-K* 滤波后的图 24(b)资料进行脉冲反褶积处理，结果见图 24(c)，就得到了看似提高了分辨率的"假信号"剖面。图 25 所示的是在进行 *F-K* 滤波[图 24(a)和图 24(b)]处理中所采用的 BF 和 DF 滤波器在频率波数域中的形态。



（a）用BF算子做F-K滤波后（两个窗口，两种倾角）



（b）用DF算子做F-K滤波后（一个窗口，一种倾角）



（c）将去噪后的（b）资料再做脉冲反褶积

图 24　原始野外随机干扰记录及经不同去噪处理后的结果(2)

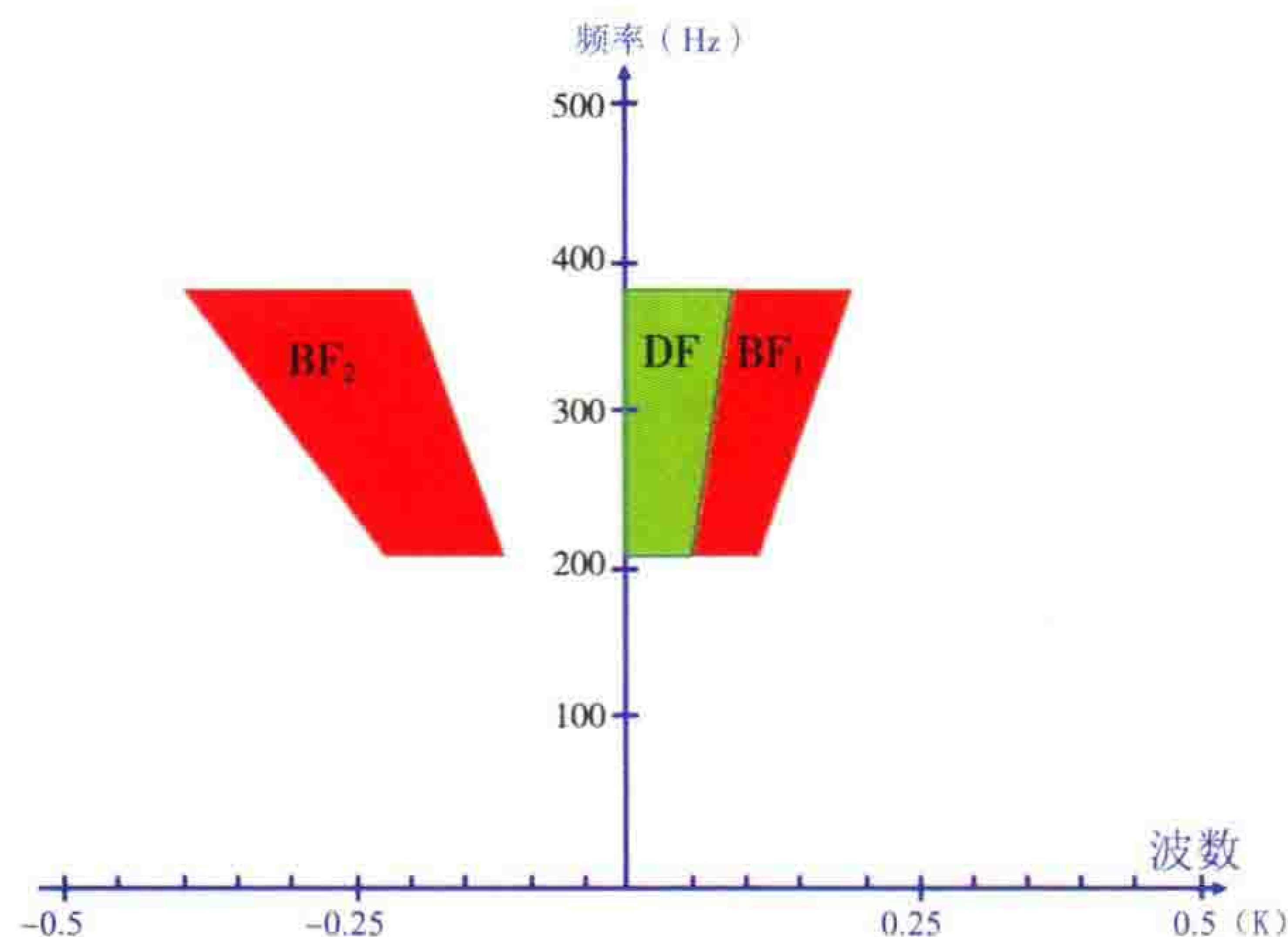


图 25　图 24 中(a)和(b)处理所用 *F-K* 滤波器算子的频率波数响应

实例说明，在 *F-K* 域中任意选取某一高频窗，都能得出随机噪声在此窗中的“假信号”剖面，而且看起来分辨率还很高。

我统计了一下，在图所展示的原始干扰以及经各种处理后的结果中，原始随机干扰[图 23(a)]的平均振幅为 3064；采用 15 道算子进行空间域滤波处理后[图 23(b)]平均振幅变为 872，变小 3.5 倍；采用通常的 *F-K* 滤波后[图 23(c)]，平均振幅减小为 1490，仅小 2.05 倍；应用 BF 算子进行 *F-K* 滤波后[图 24(a)]，平均振幅为 39.51，变小了 77.5 倍；应用 DF 算子进行 *F-K* 滤波[图 24(b)]后，平均振幅为 20.8，变小 147 倍。

无论在频率域、波数域、XT、FK 还是 τ—p 域里，随机干扰都与反射有效波有着某些共同的成分，难分难解，无法区分。

在任何域中压噪，都会留下一些“假信号”，它们的强度为原始干扰强度的 15%～20%，而且与信号再也无区别。因此，原始信噪比小于 1/6 的时候，剖面压噪后就会出假。假信号的产生是压噪功能发挥的最大障碍，所以在野外采集过程中提高原始信噪比显得特别重要。

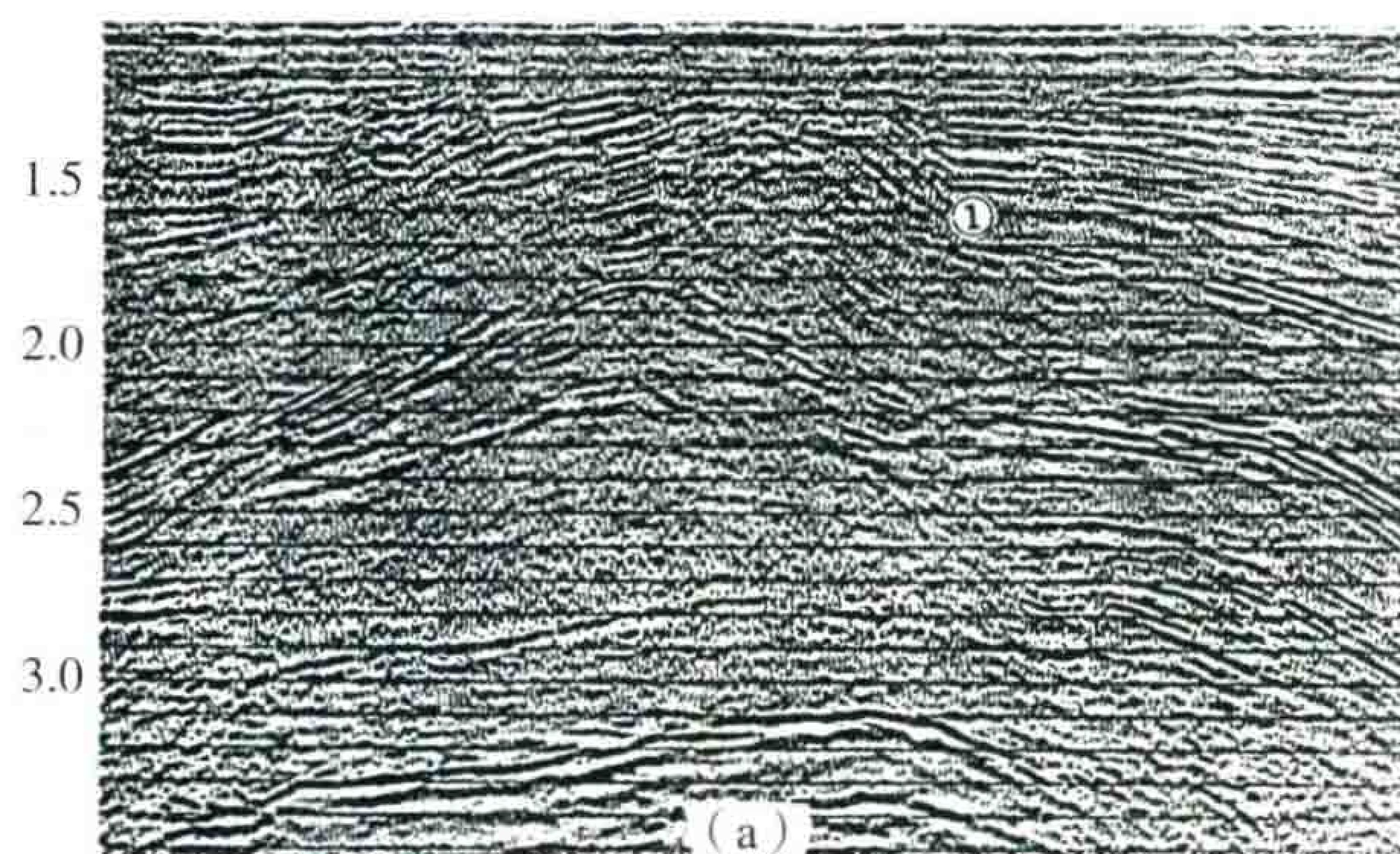
十、偏移成像中的问题

关于偏移成像处理，速度是决定处理效果的关键参数，早年濮阳油田文北三维叠后偏移处理的例子即可说明这个问题。

关于这个例子的详细内容可参考钱荣钧在《石油地球物理勘探》1986 年第 5 期发表的文章“文北三维偏移速度的选取和偏移效果分析”。图 26～28 是文北三维用不同速度处理后的效果对比图片，从对比图

可明显看出偏移速度的选取正确与否对偏移效果的影响程度。

这片三维也是3033系统进行处理的，当时新上任的3033美方经理决定偏移速度取叠加速度的87%作为偏移速度。负责处理把关的钱荣钧同志告诉我：文北三维偏移速度有问题，成像不好。我就支持他把资料重新处理。这次美方没有反对，只要求承认他们已经处理的工作量，我说行，于是钱荣钧才重新将一条条剖面修改偏移速度，果真取得了良好效果。



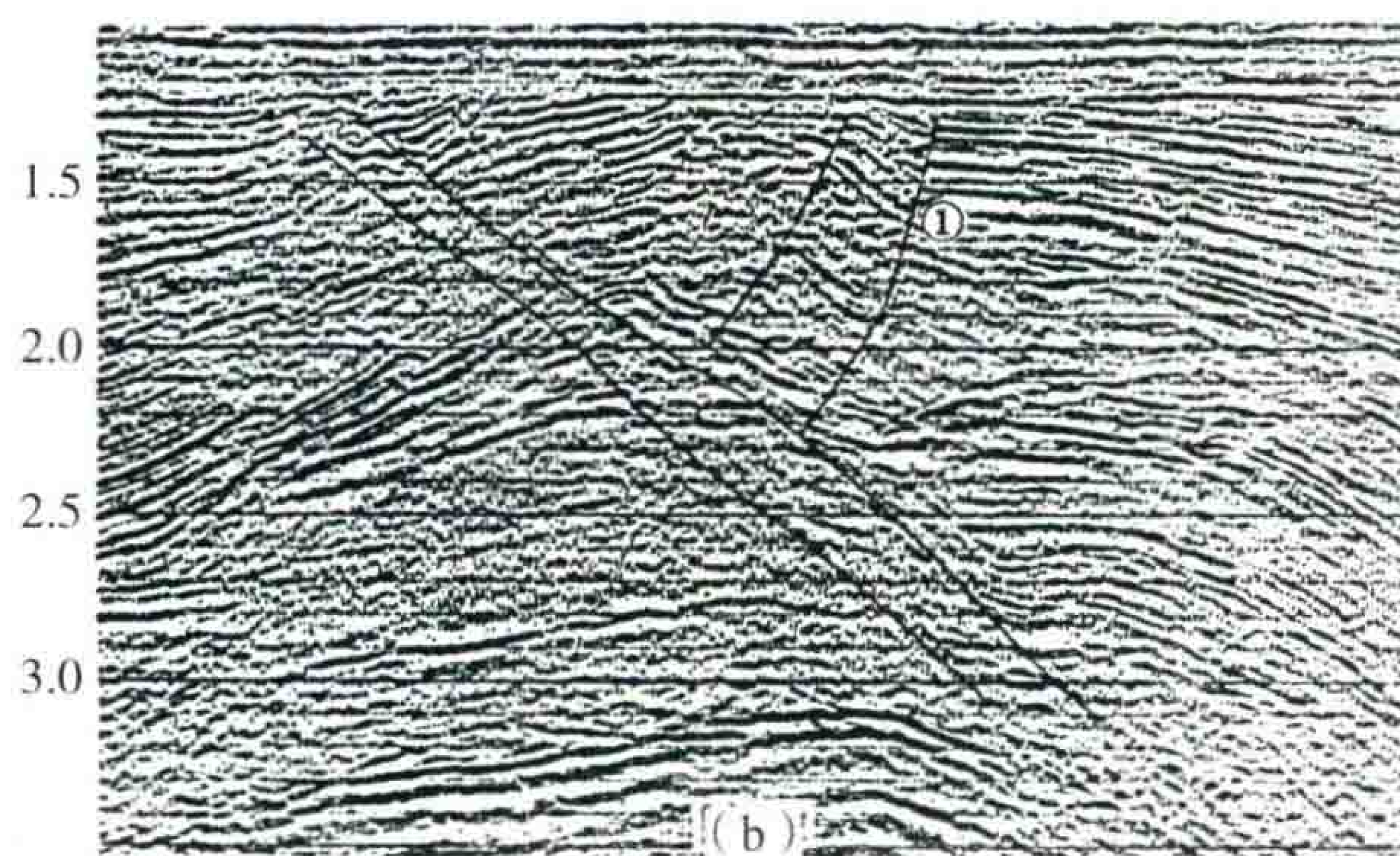
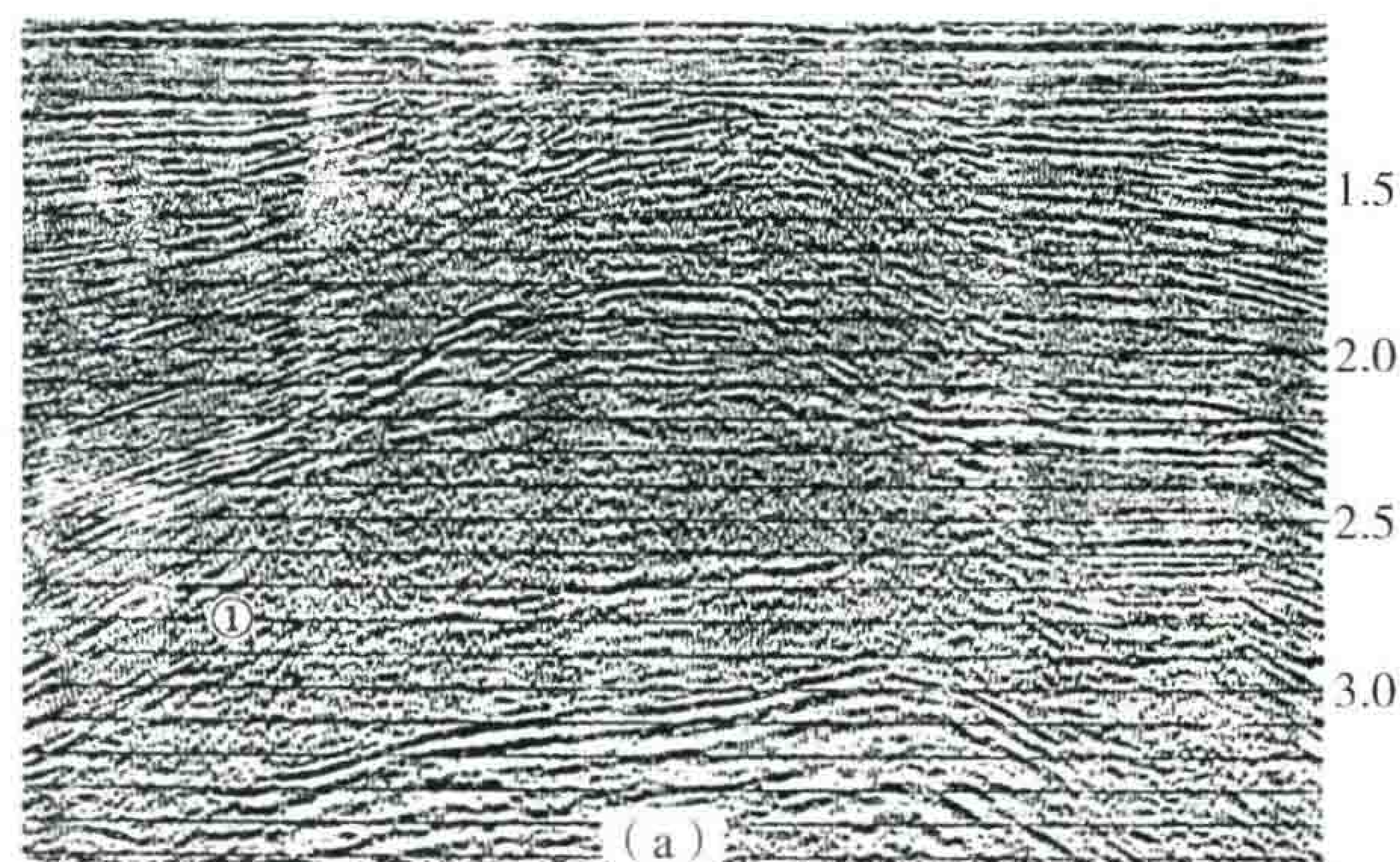


图26 文北三维 inline185 剖面不同偏移速度处理结果



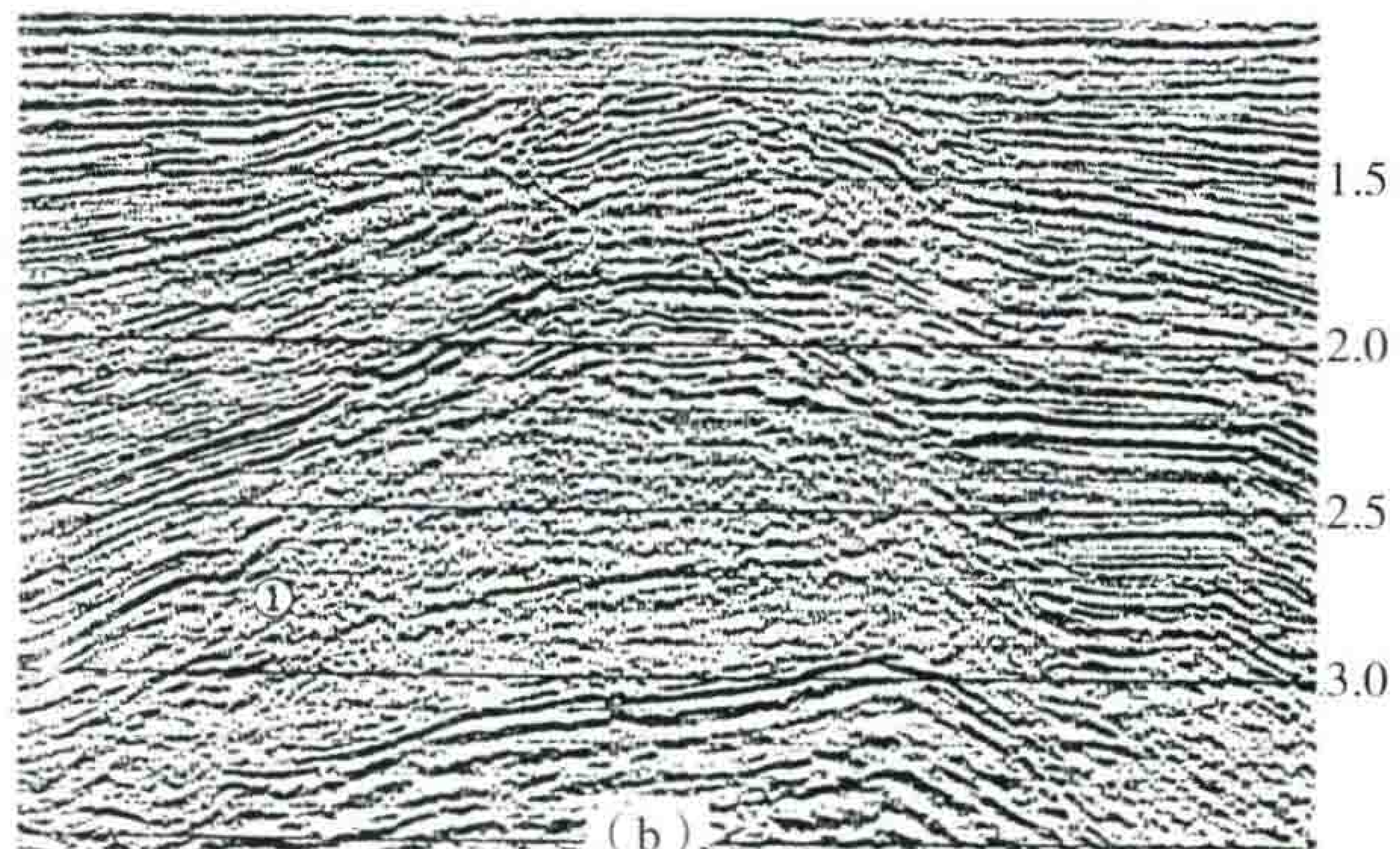


图27 文北三维 inline214 剖面不同偏移速度处理结果

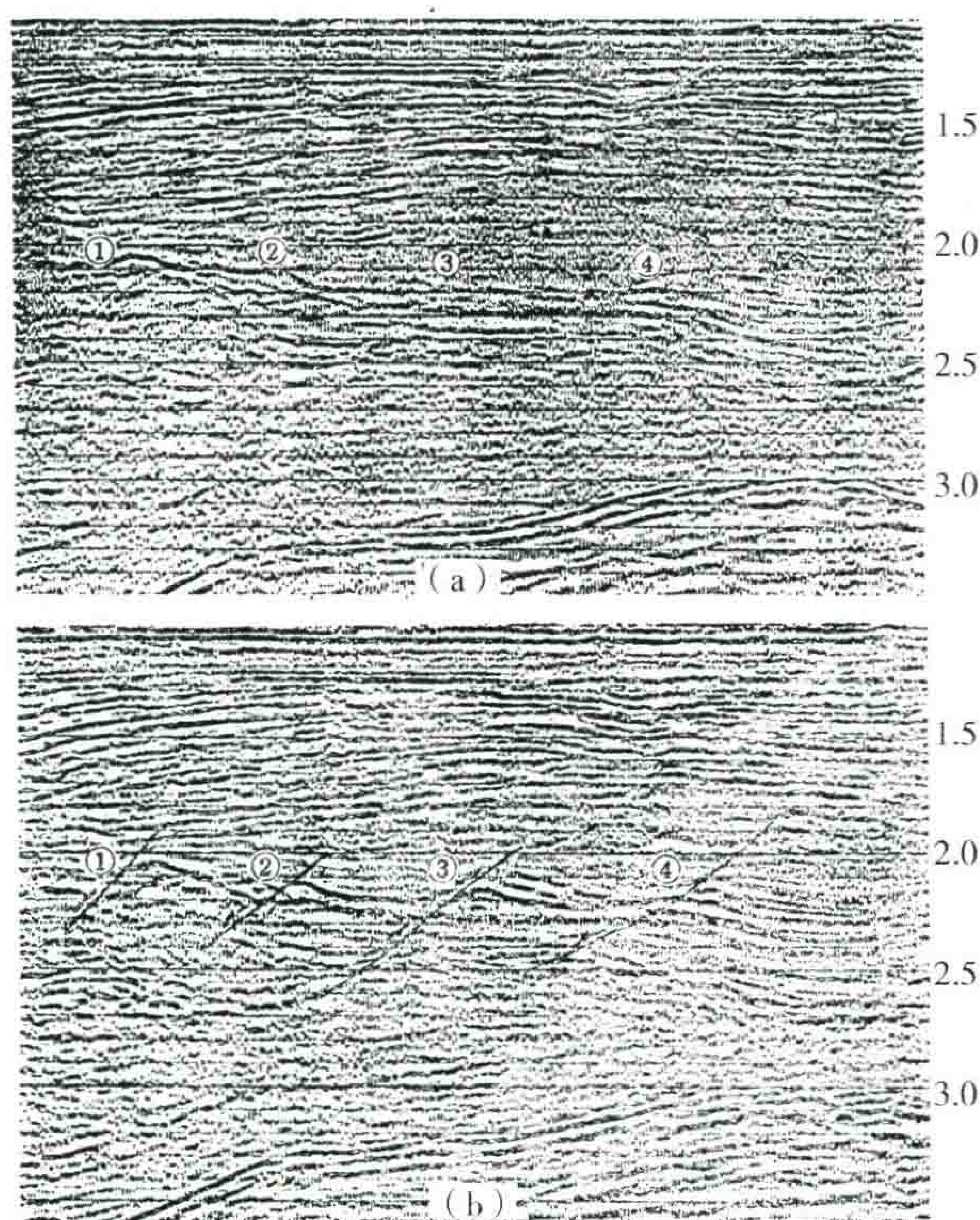


图28 文北三维 crossline257 剖面不同偏移速度处理结果

图 26～28 效果对比图中，上图[即图(a)]均是采用了叠加速度的 87%作为偏移速度，下图[即图(b)]均按照以下原则选取速度：3 s 以上基本使用 100%叠加速度，以下逐渐下降，到 5 s 下降为叠加速度的 90%，局部地方进行了部分修改。

图 26 是文北三维资料 inline185 剖面不同速度参数的对比图，对比可以看出在图 26(b)中①处的断点比较清楚，两边反射基本没有交叉现象。而在图 26(a)中由于大倾角地层没有很好的归位，反射交叉很难解释断层，其他部位图 26(b)也明显优于图 26(a)。

图 27 是文北三维资料 inline214 剖面不同速度参数的对比图，对比可以看出在图 27(b)中除了顶部的断块和断层比图 27(a)有明显改进外，文西断层下降盘断面附近的构造形态也比图 27(a)清楚得多(见图 27 中①处的形态)。

在 crossline 方向不同速度参数处理的结果也差异很大。如图 28 是 crossline257 剖面的对比，在图 28(b)中①②③④处的断层都很清楚，而图 28(a)中就无法解释。

该例表明，偏移速度差达 8%～10%，在剖面上所显示的偏移效果就会有很大的变化，尤其深层偏移量更大。

根据叠加速度乘一个百分比的办法来选取偏移速度，这样的方法不科学。今后在倾角较大时，应该争取使用 DMO 速度，加以平滑，然后再用于偏移。

最好在选择的速度上下再±8%做偏移，“选优拼接”成合理的剖面。

十一、关于叠前深度偏移

从长远来说，我国山前陡构造的成像技术必然需要采用叠前深度偏移。但中国的山地成像问题要比世界上其他地区难。原因是天气干旱，潜水面较深，低降速带复杂，激发接收条件差，信噪比低，静校正困难，速度场也很难建立。但是这条路是必须要走的。近期要做的是：培养既懂地球物理及地震资料处理，又懂地质解释的专业人员。

要建立不同工区的层速度图版，包括不同年代，埋深，岩性与纵横波速度的关系。分析总结不同地区侵蚀地形的规律；还要研究构造及断层模式规律，以及柔性地层的滑脱模式。尝试研究从地表开始的叠前深度偏移技术，并且用层析反演来解决浅层的速度结构，这可能是今后山区构造成像的发展方向。

十二、掌握地层层速度的规律

下面看华北地区层速度的规律，在华北地区关于层速度的规律过去也曾经进行过一些研究，由于资料不充足，不能说明问题。后来我把华北地区所有的测井速度数据绘到一个图上，图 29 就是根据所获得的测井速度数据获得的层速度与深度的规律图。图中右面绿色方块所表示的是古生界灰岩地层，速度一般在 6000 m/s 左右，中间是中生界地层，左边是新生界地层。在该图中有意思的是：新生界条带中出现了同一埋藏深度的沙一段地层与第三系明化镇地层的速度点差不多在同一位置。

我根据这个层速度和深度规律图归纳总结出来了各时代地层埋藏深度与层速度及体积密度关系图(图 30)。

很多搞偏移处理的都不太注意研究速度规律。我的建议是：一、把地质露头及产状绘制到剖面图的上方去。塔里木前几年做得不错，他们把每一条剖面的地质露头都绘制在剖面上端，图 31 就是绘制的一个地质露头图的例子，这对下步的处理与解释都很有帮助。二、根据第三系底部的不整合关系的地形来判断地层及断层。例如如图 32 这样的潜山顶面最突出的地方，在华北地区我可以肯定地说这是奥陶系 O_{1-2}，因为从地面露头来看，所有的山头最后留下的一定是石灰灰岩，因为泥岩、砂岩等都被冲刷走了。根据侵

蚀规律大概可知，寒武系容易被侵蚀，奥陶系是纯灰岩，尤其是500～800 m厚的马家沟组，北京西山所有出露的都是这套地层。从地形上来说，一般是奥陶系地层的倾角较陡而寒武系地层的倾角较缓一些。这样，在进行叠前偏移处理时，如果知道了不整合面的大概位置，就可以大致判断出不整合面上较凸出部位的地层速度，一般速度在6000 m/s左右，上面就可以根据厚度进行推算层速度了，这样就基本知道了各层的速度了。因此我认为墨西哥湾的经验不能照搬，要根据本地区的地层特点来推断地震速度的分布规律。

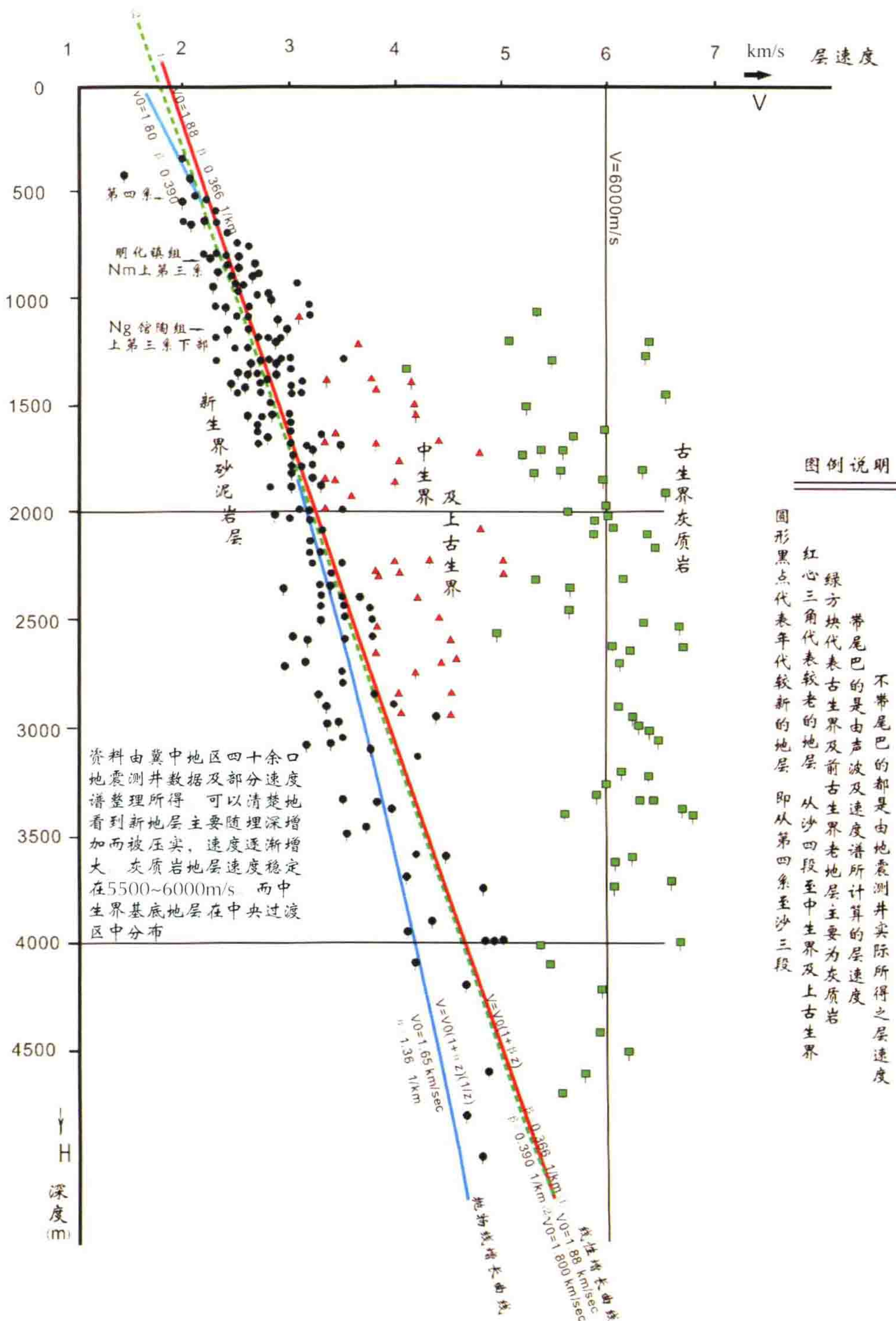


图29 华北地区层速度与深度的规律

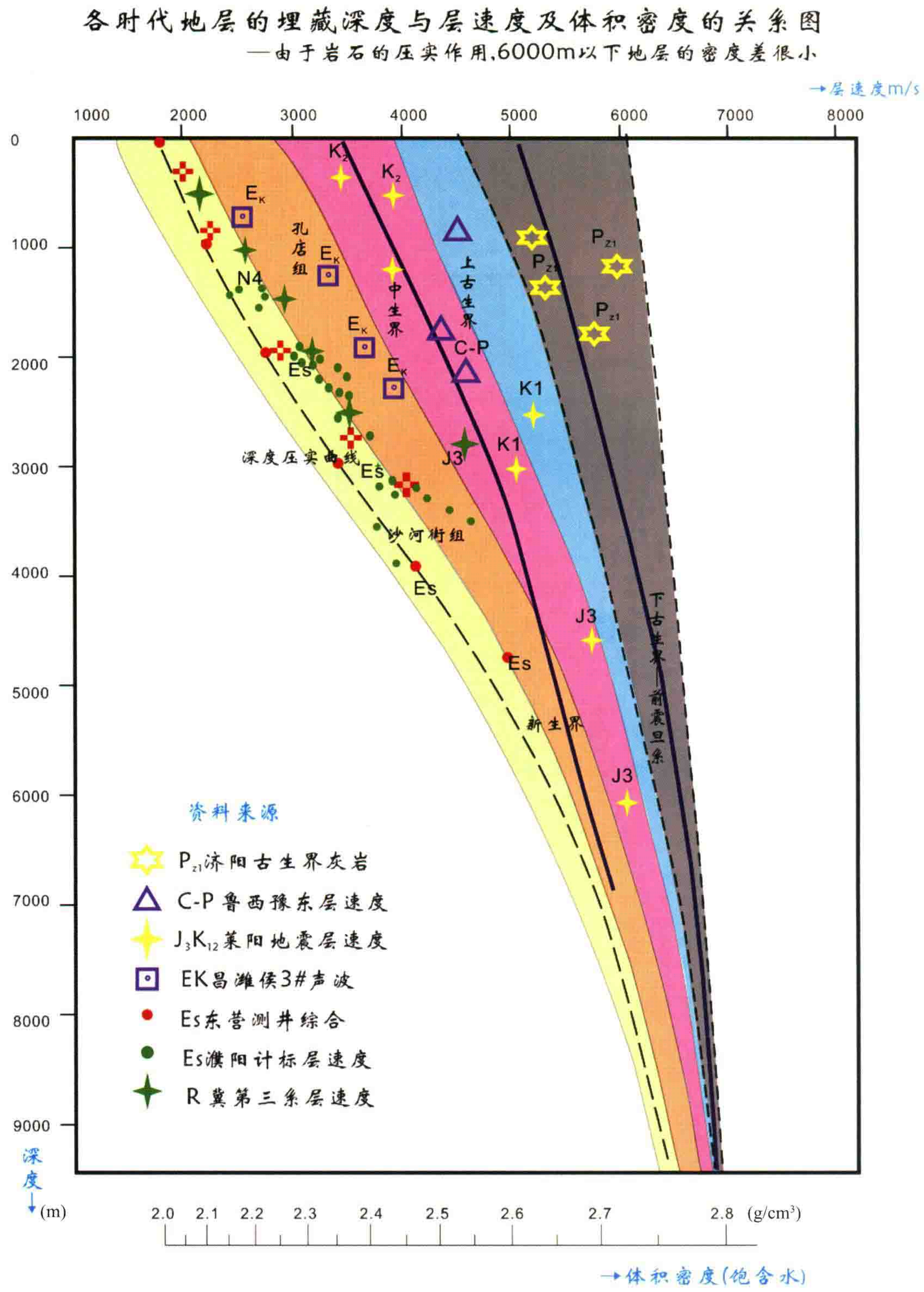


图 30 华北地区各时代地层埋藏深度与层速度及体积密度关系图

把地质露头及产状绘到地震剖面上方去,有利于剖面的层位解释,我们塔里木分院在这方面做得很好,很有效。

把地质露头及产状绘制到地震剖面上方：

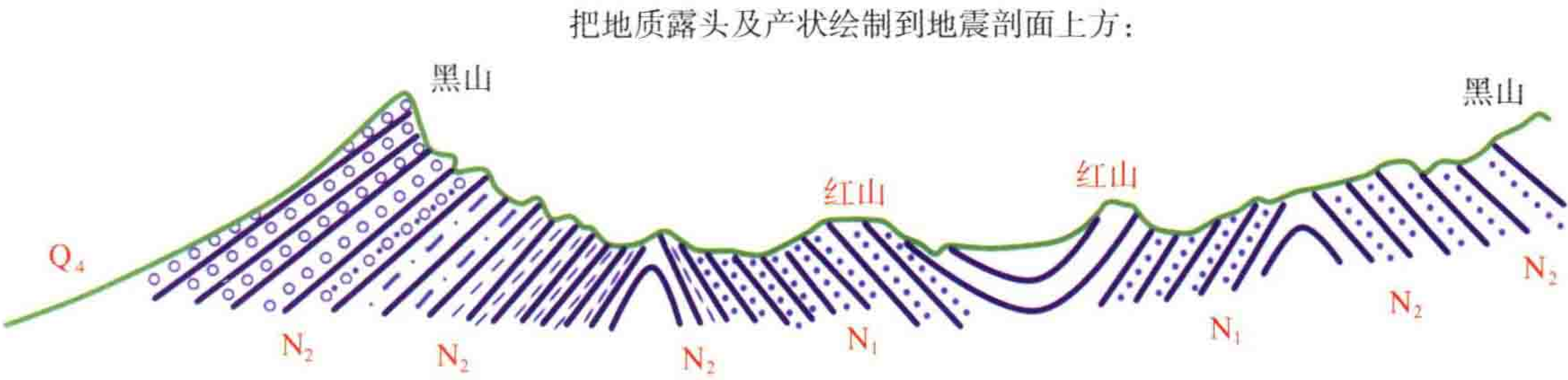


图 31 塔里木盆地克拉苏地区某测线地质露头示意图

图 31 就是绘制的一个地质露头图的例子，这对下步的处理与解释都很有帮助。

根据第三系底部的不整合关系的地形来判断地层及断层。例如图 32 这样的潜山顶面最突出的地方，在华北地区我可以肯定地说这是奥陶系 $O_{1,2}$，因为从地面露头来看，所有的山头最后留下的一定是坚硬的石灰岩，因为泥岩、砂岩等都被冲刷走了。根据侵蚀规律大概可知，寒武系有页岩层，容易被侵蚀，奥陶系是纯灰岩，尤其是 500 到 800 米厚的马家沟组，北京西山所有出露的都是这套地层。从地形上来说，一般是奥陶系地层切割处的地形较陡而寒武系地层的地形较缓一些。

我们往往可以根据地震剖面上潜山基底反射波的起伏形态来判断地层的分布，因为奥陶系石灰岩比较坚硬，如图 32 所示。表现为最高点，其陡坡处往下是寒武系，而缓坡方面是石炭一二叠系。这些经验知识可以帮助我们估算各地层的分布及猜测层速度的分布，就可以做好叠前偏移。

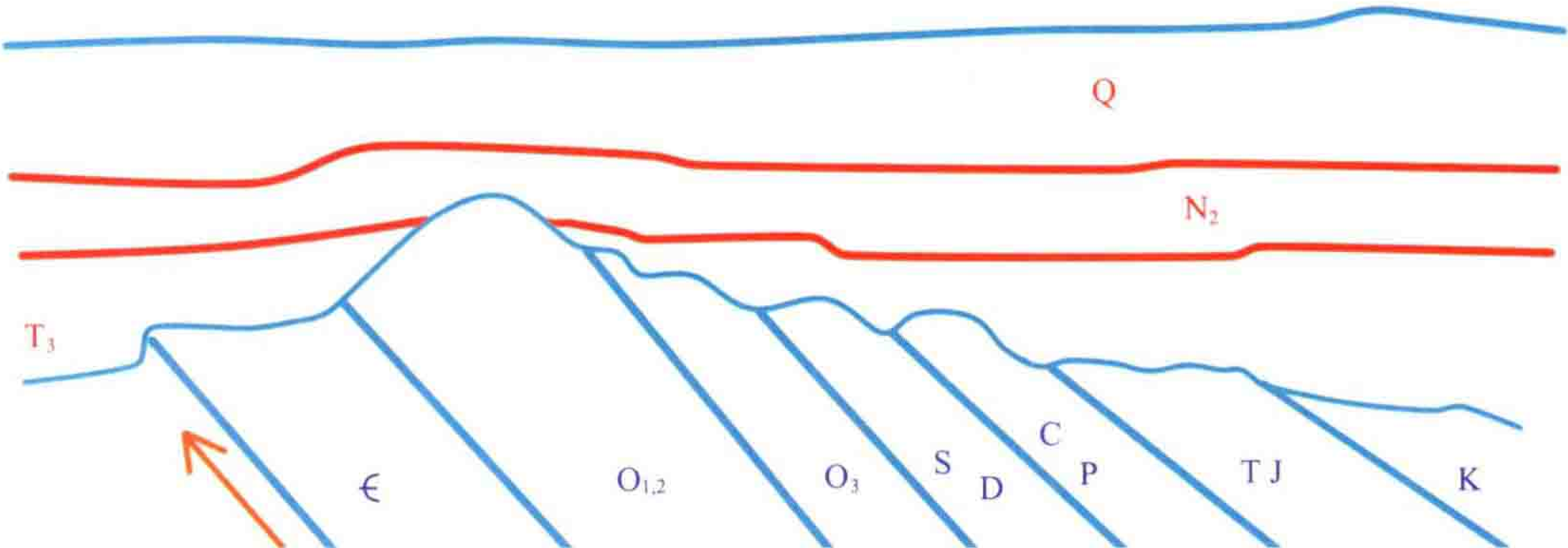


图 32 根据第三系底界不整合面的形态判断地层及断层的示意图

在我国使用叠前深度偏移之见效的例子中，很大程度上归功于在速度上下了功夫。

墨西哥湾使用叠前深度偏移对盐下的勘探取得了明显的效果，但我们不要“一哄而上”，因为不同地区特点不同，应该根据实际地震地质条件确定是否进行叠前深度偏移，而不是把叠前深度偏移当成万能钥匙，盲目地到处乱用。

叠前深度偏移是个好东西，但不要夸大其作用。

阎敦实部长有一句名言，我很赞赏：“计算机高明了，软件先进了，你不一定能处理出好剖面来。有了钢琴（硬件），又有了琴谱（软件），你不等于就是一个音乐家，不一定能弹出好听的曲子来。”

结 语

对于复杂地区，我们需要下大力气精心地研究速度参数的规律。武器和人之间，人是决定性因素。我认为处理人员、解释人员素质的提高是今后地震资料地质效果提高的重要前提。高水平的解释工作首先要建立在高质量的地震剖面上。

中国的解释人员本事最大，什么样的地震资料都能解释。因为他们经常被压得工期短任务很紧，几天

就要出成果，有的上星期交给的资料，下星期就要交构造图。

资料处理方面，前几年凡是重点工区的资料反而处理的最差，这与领导者盲目追求进度，不讲科学有很大关系。最近几年这种情况才稍有好转，因为慢慢走入了正规。前几年还搞了很多的什么"突击剖面"、"重点剖面"、"攻关剖面"等，结果后来条条都变成了攻关线，就没有重点了。

我在美国的 **EXXON** 公司代表中国处理珠江口资料时，美国公司的老板说起来，他们最反对的就是代表中国去的官员乱指挥，不按计划，提前要汇报。

在过去的资料处理中，的确存在领导干预太多的弊病，而且是打破常规的干预，这是错误的做法。

下面看一个 100 $\mathbf{km}^2$ 的三维处理的机时分布情况实例。

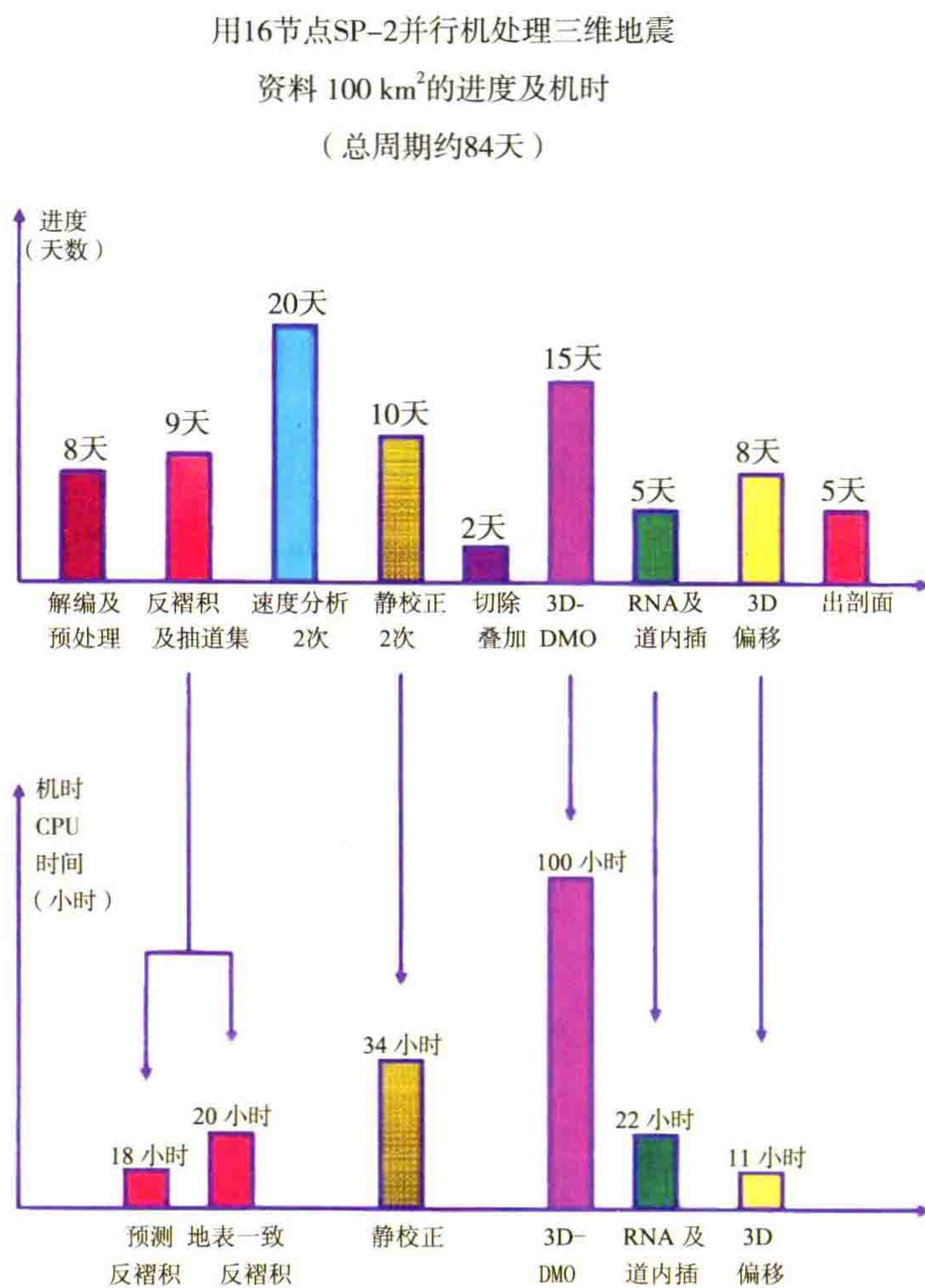


图 33　某地区 100 $\mathbf{km}^2$ 三维资料处理进度及机时分布统计

图 33 是某地区 100 $\mathbf{km}^2$ 三维资料处理进度及机时的分布。我们根据这张图来分析各种处理所占用的时间，可看到偏移处理所花费的时间并不多，主要是前面的处理费时间。

然而，偏移速度的合理性在很大程度上决定了出站剖面的地质效果，但我们很少对三维资料不断修改速度场，以试验其偏移剖面的效果。因此，今后我们应该把时间花费在速度分析上多一些。

以上 12 方面是本人对当前地震资料处理工作今后改进方向的意见，不一定正确，欢迎批评指正。

2000 年 8 月

文章编号 206-2



速度谱解释中需要注意的几个问题



此文也未曾发表，是我在物探局内部多次讲课的内容。

速度参数的研究对于地震资料处理的好坏起着十分重要的作用。

尤其是我国西部的低信噪比地区，资料处理往往由于速度参数的研究不透，方法不对，造成资料品质的低下。

过去处理人员往往简单地用鼠标在速度谱上快速地打钩，就草率地定下速度处理参数。

本文提出要认识到在低信噪比的情况下，速度谱能量团是经常摆动的，我们不应只读能量团的极大值，而是应该掌握平面上的合理变化规律。

并且对待4种类型的速度谱，要分别用适当的办法去选择速度参数。

一、速度谱极值点左右摆动的原因

速度谱上的能量团极值点经常由于下列6种原因偏离正确数值。因此对这些极值点不能迷信，而要加上人的分析判断。

1. 记录中干扰波的存在

道集中的同相轴由于较强干扰波的存在，造成速度谱极值点的左右摆动。新疆地区的强干扰波主要是低速的、无规则的随机干扰，内蒙古地区的干扰波主要是规则的高速的多次反射和折射波。当干扰波比反射有效波更强时，速度谱极值点分散成满天星斗。这种速度谱是不能轻易置信的，必须加以更多的综合平滑或其他克服干扰手段，才能获得有用的速度谱。

2. 静校正量没有去除干净

无论炮点还是检波点的静校正量，如果没有去除干净，也会造成速度谱数据的摆动。内蒙古草原及新疆戈壁滩上这个问题一般不太严重，但大沙漠里及丘陵山地这个问题变得严重了，需要用第一次自动静校的数据修改道集后重做速度谱，甚至需要第三次。

3. 多次波与有效反射波的干涉

在海上及多次波发育的凸起区，多次波与一次波互相叠加，形成复杂的干涉图形，使有效反射波同相轴受到扭曲或中断，此时计算出来的速度极值点既不是反射一次波的速度，也不是多次波的速度，而是居于两者之间。计算时窗越大，这种干涉混淆现象也越严重。

4. 异常波的存在

绕射波及断面反射波都具有较正常反射波偏高的叠加速度。内蒙古地区侏罗系兴安岭组火山岩及其

以下的强烈断裂褶皱的古老地层就是一个内部复杂的散射介质，会产生大量的绕射波，由于这些波的存在，我们很难判断哪个能量团是正常的反射波。

此外，在基底凸起区浅层存在着软硬地层的交界面，此时也经常会产生转换横波，它们又以很低的叠加速度出现，有时也造成速度谱判断的复杂性。

5. 基底不平整的弯曲反射面

基底的小山包及小凹坑也会形成速度谱能量团的数值对周围的CDP点不具有代表性，尽管能量团很强，好像很可信，但只要换了3～5个CDP就马上改变了速度数值。因为反射界面本身不是平面，时距曲线也不再是双曲线。用这样的速度极值点做水平叠加将在内插中造成其他CDP点的错误叠加。

6. 有效反射波本身的小角度干涉

例如，浅层水平层之间往往近道为4个相位，到远道又变为2个相位，每个相位都中途产生波形变化，没有一根轴能追到底。这种情况，用一根双曲线去计算它，也不能得到合理的速度。如果仔细地观察道集，一根轴到底的往往是少数，所以大部分的同相轴是“视同相轴”，或“干涉同相轴”，它们计算所得到的叠加速度始终在一个正确的速度曲线左右摆动。

由于上述种种原因，不能简单地、绝对化地理解速度谱上的能量团，以为它是唯一正确的，认为用它做叠加就是最合适的叠加，不！不一定，“全速叠加”剖面往往并不能取得良好的地质效果的根本原因就在于此。

由于我们过去在华北简单地震地质条件下工作惯了，不少同志对速度谱上的极值点深信不疑，到了新疆和内蒙古等复杂工区就要上当。其实即使华北地区也还存在不少问题，对叠加速度选取的粗心虽然并不影响反射波的出现，但会造成高频成分在叠加中的损失，牺牲了分辨率。

我们的意见是要对CDP道集及速度谱的能量团做具体的分析，划分为下列四大类，并对相邻的速度谱做具体分析，力求叠加速度横向均匀渐变，如遇突变处则需加密控制点。希望大家认真做好此项工作。

证明速度谱的这种摆动特性的最好方法是在原来做速度谱的边上，隔两三个CDP再做一个谱，就可以发现谱的数据会在一个正确值左右摆动。

二、四种类型的速度谱

1. 正常速度谱

以华北的凹陷区为代表。干扰波不强，地表平坦，地下反射一次波占优势。此时CDP道集上可以清楚地看到反射同相轴，这样的速度谱很容易解释，其中层及浅层反射波可直读能量极值点数据。但基底反射波还可能是弯曲界面的反射波，需要横向比较，看相邻速度谱的合理性。深层速度谱的极值点往往还左右摆动，需要视能量团的可靠性并取横向的合理性做某些平滑工作。允许在速度谱深层加入人主观判断的点子（即使那里没有极值点）。有时深层用层速度VF（6000～6500 m/s）定义外推将更为方便合理。

2. 强干扰速度谱

当原始记录上干扰背景很强，道集中干扰波占了上风时，看不到明显的反射同相轴。塔里木和田地区的可控震源记录以及塔北的坑炮记录就是这样，记录上全是麻点干扰，道集里也主要是随机干扰，这样的速度谱，除个别强反射波的极值点尚属可信之外，其他点子基本不能相信。办法是两条：① 在地层平缓区加强CDP点数的叠合，或者把相邻速度谱进行叠合，用统计效应来克服随机干扰的扰动。② 另一办法是将附近的相邻速度谱，筛取较可靠的速度极值点后进行求统计平滑曲线。实在不成时只能依靠速度扫描。

3. 多次波速度谱

海上的资料大多是多次波十分严重的，尤其当海水深度大于250 m时。陆上在凸起区多次波也很发育。此时，道集中（最好是初步动校正后的道集）可以见到一组倾斜的多次反射。当多次波占上风时，道集

中的有效一次反射波往往一根轴都追不到底，有时只有肉眼尚能分辨的有效波的影子。此时，速度谱应尽量采用较小的计算时窗，使每一个尚未受多次波干扰的反射同相轴的速度点子得以分辨出来。实在困难时可以使用道集中的二维滤波（先把多次波拉平去掉）。

解释这种速度谱时，应尽可能选取右方速度高的数值点子。对于深层来说，由于海上作业风浪干扰较强，深层点子分散，应参考相邻速度曲线及层速度的合理性来判断点子。在有人机联作的可能性时，应以有效波影子在屏幕上动校后拉平为判断标准。

4. 异常波速度谱

在地下反射波微弱区（波阻抗差别小）、构造及岩性很复杂区，绕射波及多次波占了上风。例如，内蒙古西部脑木更、川井等地区，它们的原始野外单炮记录上挑不出毛病，没有明显的面波，有时甚至折射干扰波也不太强，但由于地下复杂，缺乏良好反射界面，单炮上表现为一片短轴，相位经常分叉又合并，追踪不到长的反射波。抽成道集后更是一片混乱。在初步动校的道集上隐约可见低速的多次波，高速的异常波（绕射为主），还有中速的正常反射，三者交叉形成复杂的干涉，谁也不占上风。这样的道集上求出来的速度谱极值点满天星斗，无法解释，这些能量团基本上是没有固定的地质含义的，它们是有效波、多次波及异常波三者的混合物，谁也不能代表。

这种速度谱没有多少使用价值，只能作为速度扫描提供预测速度参考之用，正式的叠加速度只能依靠速度扫描来解决，即使扫描以后没有得到多少好反射，也是从反面证明地下没有好的反射界面。速度扫描已提供了全部的可能性，如果扫描后获得了一些反射，则将是十分可贵的收获。

三、结论

综上所述，对速度谱的解释工作需要因地区而灵活改变，要加强对道集内容、波的性质的分析，兼看能量团形态及能量大小做可靠性分析，注意层速度的合理性，从而选好速度点子，这还不够，更要注意相邻速度谱之间的速度变化合理性，加以综合及平滑，在速度改变剧烈的地段加密速度点控制。

最后，关于断面波问题再谈一点看法，大部分 45°的断面波比正常反射波速度高 450～600 m/s，在常规的最大炮检距为 2.5～3 km 的情况下，对中层及浅层反射，很难同时把反射波和断面波叠加好。我们偏向于照顾正常反射波，使断面波作为一个陪衬出现，但这个陪衬的波是必要的，尤其对二连小盆地，边缘断裂的断面波在解释上十分重要，如果由于速度选低了使断面反射也看不见了，则将是一种缺陷，这种情况应适当加强断面波。为此，在提高叠加速度时，应增加速度控制点，以保护凹陷内的正常反射波。当然如果分别以两次叠加，同时得好反射波及断面波是最好的办法，在某些困难的剖面上可以一试。

内切滤波法去面波

——DEGROR 程序使用说明

程序名称：DEGROR　编号：C1291V06

第五版本　1996 年 8 月

第六版本　1996 年 12 月　由 GRI 赖能和协助调试。

在第六版本中，我增加了一个选择低通滤波陡度的选件。

本程序目的是消除原始记录（炮集）中的强面波。在 GRISYS 系统上运行（现在已经包括在 GeoEast 系统的应用程序中了）。

它能自动地消除面波的干扰，并且使面波不至于影响有效波的振幅调整，也为了使面波在反褶积中不参与到自相关里面，不使其影响反褶积因子的准确性。此外还可以避免做“道均衡”或“ZAP（局域振幅处理）”或者采用“反功率叠加”时带来的弊病，即一方面把面波压小，同时把有效波也压小了许多倍。

由于本程序使用从道头字直接读进每道实际的炮检距，所以它适应于任何原始炮集。弯线、变观线及任何三维采集的炮集也都可以做。只要存在低频较强的面波，就可以做，一般都有较好的效果。它的功效比近年来的子集锥形 FKK 滤面波更好。

一、原理

一般对付强面波的方法有局部强能量压制（ZAP），道均衡，地表一致性振幅均衡等方法，这些方法都同时压制了强面波区内的有效的反射波。

有些人在处理流程中，一上来就对整张记录采用一个低截滤波，如 H(10，15)Hz。这种做法也能奏效，但是它在去掉了低频面波的同时，把整张记录有效波的低频信息也同时全部牺牲了。另外一些人比较细心地在记录中开一个三角形或多边形的时窗，把窗内的强面波作切除，即称“内切切除”（Inner Mute）。这种方法当然不错，但它也还显得不够合理。时窗里的信息全部置零了。

最合理的办法是我称之为“外科手术法”的“内切滤波”，即仅在内切区之中作一次低截滤波，仅滤去低频面波的能量，而保留有效波的中、高频，同时在内切区之外则保留所有的信息。这就像外科医生那样，病人手上有疮时，他不是建议你把手切去，而是小心地只把溃疡的部分割去，尽量留下健康的肌体。

在做内切滤波时，本程序采用“频域规一化”的滤波算子，这种算子不改变中、高频部分有效波的真振幅大小，这也就避免了 ZAP 等均衡手段产生的有效波的振幅失真。后者会造成水平叠加中的不等权叠加，或者造成剔除拟合（DELFIT 程序）中的 P 波错误拟合，及 AVO 失真。

因此，本程序的实质是“内切滤波去面波”，并且它具有高度的自动化功能。它会自动寻找记录上强面波的所在位置，并加以剔除。

本程序使用方便，运算很快，参数卡片基本上可以什么也不填。

二、实现方法

(1) 关键的一步是自动寻找强面波所在的位置。我们是这样实现的：因为面波的传播速度一般为200～500 m/s；个别的工区低到150 m/s，高至800 m/s。所以我们采用"视速度扫描叠加"的方法来自动找强面波的范围，即假设面波的最大视速度为1200 m/s，最小为100 m/s。于是我们在此区间，采用速度增量ΔV为20 m/s，从炮点出发，对每一个视速度进行计算，将位于此视速度斜线上、与每个道相交(其炮检距从道头字读进)有一个交点，参看图1。

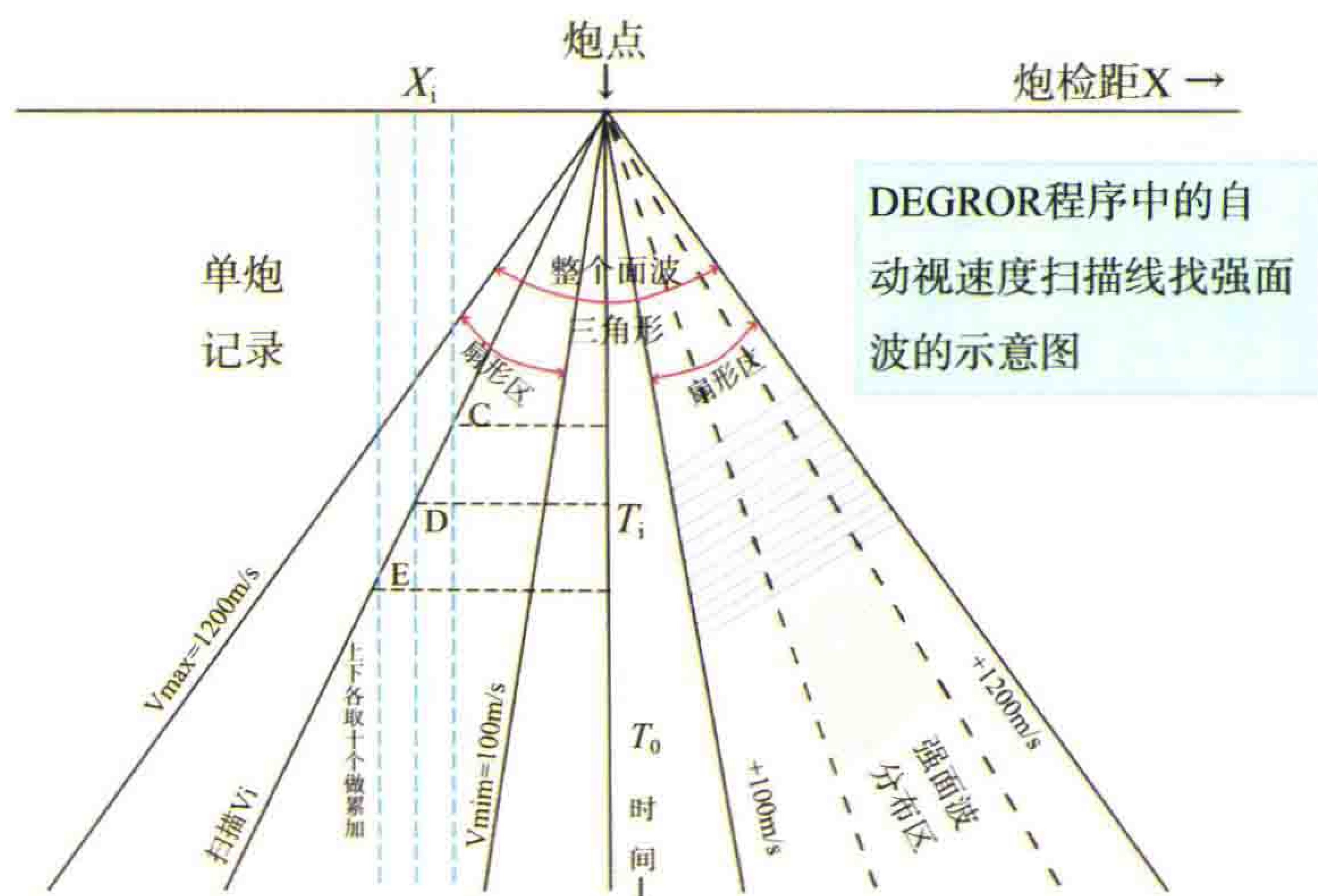


图1　DEGROR程序中的自动视速度扫描找强面波的示意图

例如，已知某一道的炮检距为X_i后。

令　VGO=100 m/s，　ΔV=20 m/s，

则扫描速度：$V_i=100+i\cdot 20$；i是扫描序号。

到达时间：$T_i=[\mathrm{ABS}(X_i)/V_i]+0.05$。

0.05 s是从起跳到第一相位的延迟时间。

可求得该道交点的样点号为：$N_i=N_i\mathrm{NT}[T_i/\mathrm{DT}]$。

DT是采样率，在交点C、D、E的上下各增十点，将上下其21个点的振幅绝对值相累加，记在第i次扫描中(后改为与采样率有关的2×NPG+1个点)。

在交点C上下各取十个振幅的理由是因为点少了可能不具有代表性。

依此，再求下一个道的交点D及E等等。最后除以总交点数的21倍，即得到此视速度V_i的平均振幅Amean i。

将各种视速度扫描完了以后，可以分析一下不同视速度的平均振幅，如图2。

先将各视速度的累加平均值作纵坐标，横坐标是视速度。求出各V_i上的极大值，并以其1/3为门槛。从左、从右各找一个大于门槛的区间，即得强面波的上、下限V_H及V_L，有了V_H及V_L两个界限之后就决定了强面波的范围了。于是可以用它们的数值开一个小的"扇形"范围(如图1中斜线区域)，用来做内切滤波。

当记录中存在多组面波时，如图2下方，(b)中有Ⅰ及Ⅱ组是强面波，根据门槛定出V_H及V_L，把它们压掉，而低于门槛的Ⅲ组就不做处理了。

当面波有强烈波散现象，呈弯曲的扫把时，做完第一次 DEGROR 后，还留有较强的面波尾巴，可以再做第二次 DEGROR 消除它。

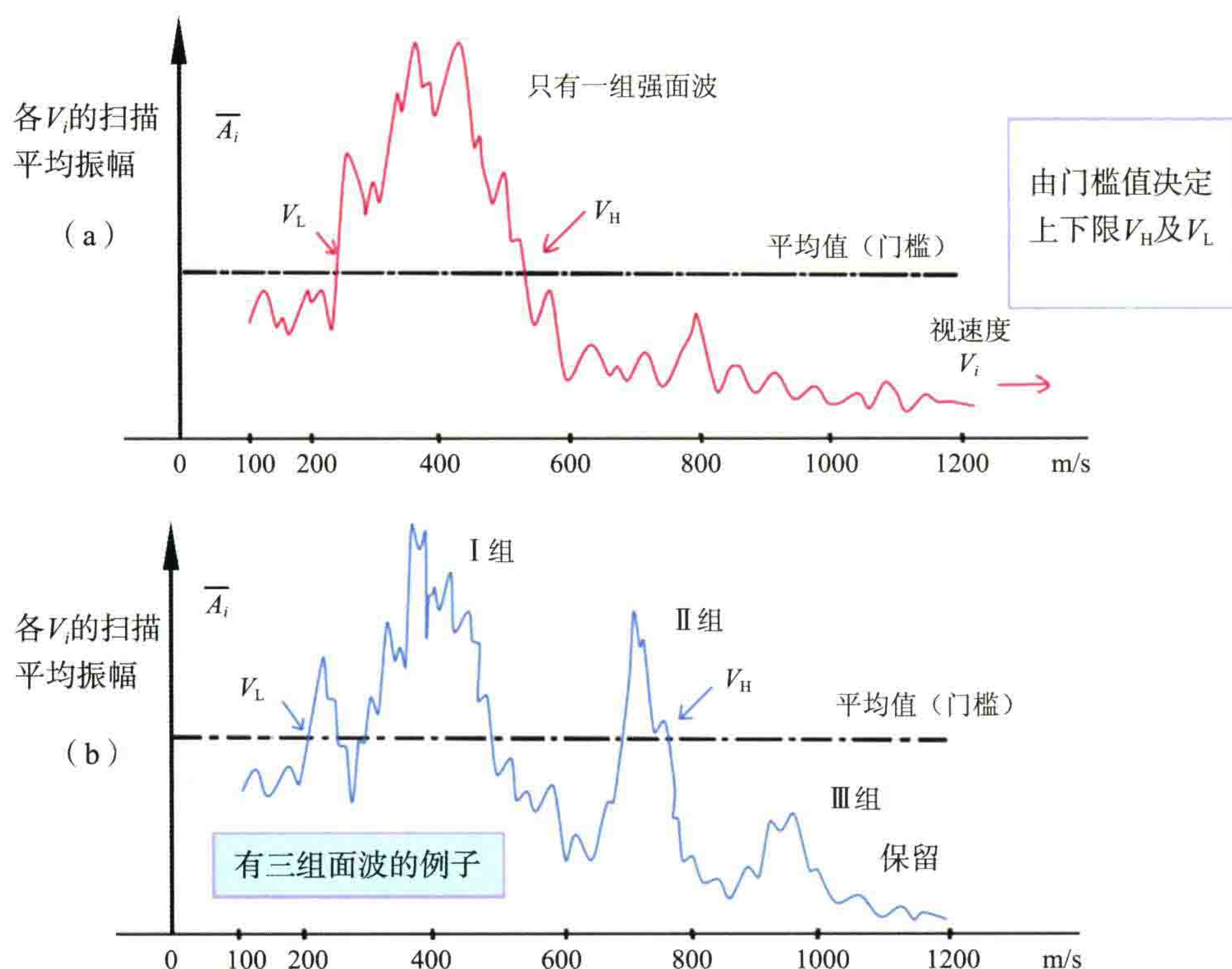


图 2　分析不同视速度的平均振幅示意图

（2）我国西部沙漠及山区，在大多数情况下，面波不只是在小的"扇形"面积内捣蛋，并且在整个"面波大三角形区"中都占有很强的能量，这些就是所谓"次生低速干扰波"。因此，大多数情况下，最好对整个面波大三角形区进行内切滤波。

所以本程序有两个选择：即卡片 21～25 列中填写 KOP＝0 时，在整个大三角形区作内切滤波。而若 KOP＝1，则采用小扇形区里做内切滤波。

这种情况，我相信 DEGROR 就比效果 FKK 好多了。经 DEGROR 处理的大三角形中，中高频的反射有效信号可以得到保留，而圆锥 Cone 的子集 FKK 方法却把有效波也大片清零了。

（3）对于一条测线来说，其实没有必要每炮都求 V_H 和 V_L，所以本程序采用在前面头三炮里求 V_H 和 V_L，每次平均后更新。从第 4 炮开始不再求它们，而是每隔 50 炮再来检查一次，再平均后更新一次，这样就足够了。因为对于一个工区来说，面波的视速度一般是缓慢地变化的。

（4）采用"归一化"的低通滤波算子，是另一个重要的问题。

因为如果算子是不归一化的话，你滤波后的数据可能差一个比例因子，不是真正的低频成分。也就是说你想减去的面波模型，其振幅不是被夸大了，就是被缩小了。所以我们需要采用的是一种"归一化"的滤波算子。

这个低通滤波算子的长度也很有讲究。如果太长了，则浪费了计算机时间；如果太短了，那么会产生频域响应的畸变。因此我们对不同的采样率，采用以下公式：

算子长度 NFG＝1＋INT(120/RHSAMP)

RHSAMP 是采样率以毫秒计，例如 1 ms 时，算子长度为 121 个点，4 ms 时长度仅为 31 个点，这样比较合理。

（5）低通滤波及内切面波的过程中还需要很好地解决地震波形的斜坡过度问题。我们采用长度为上述 NFG 的斜坡作了拼接处理，这个 NFG 又是能够自动与采样率相适应的，因此不会产生波形的失真。本程序的最小采样率可以允许到 1/4 ms。

(6) 准确定义面波的主频 FGR 也很重要。用户应该在实际记录上数一数面波的视周期。然后换算成频率赫兹数,再取整就行。填写在卡片的第 16～20 列 FGR 中,如果缺省,则程序默认为是 10 Hz。

本程序规定运算时实际低截频(即低通滤波－6 分贝点)FLO 等于 FGR 加上 5～10 Hz(视选件 KSL 而定),这样才能确保面波以足够的衰减倍数被减去,如图 3。

程序中求得面波模型后,采取从原始记录中减去其 95%的方式,留下其 5%。这留下的部分是为了不要置之于"死亡线以下",使以后的处理模块在必要时尚可利用它们。

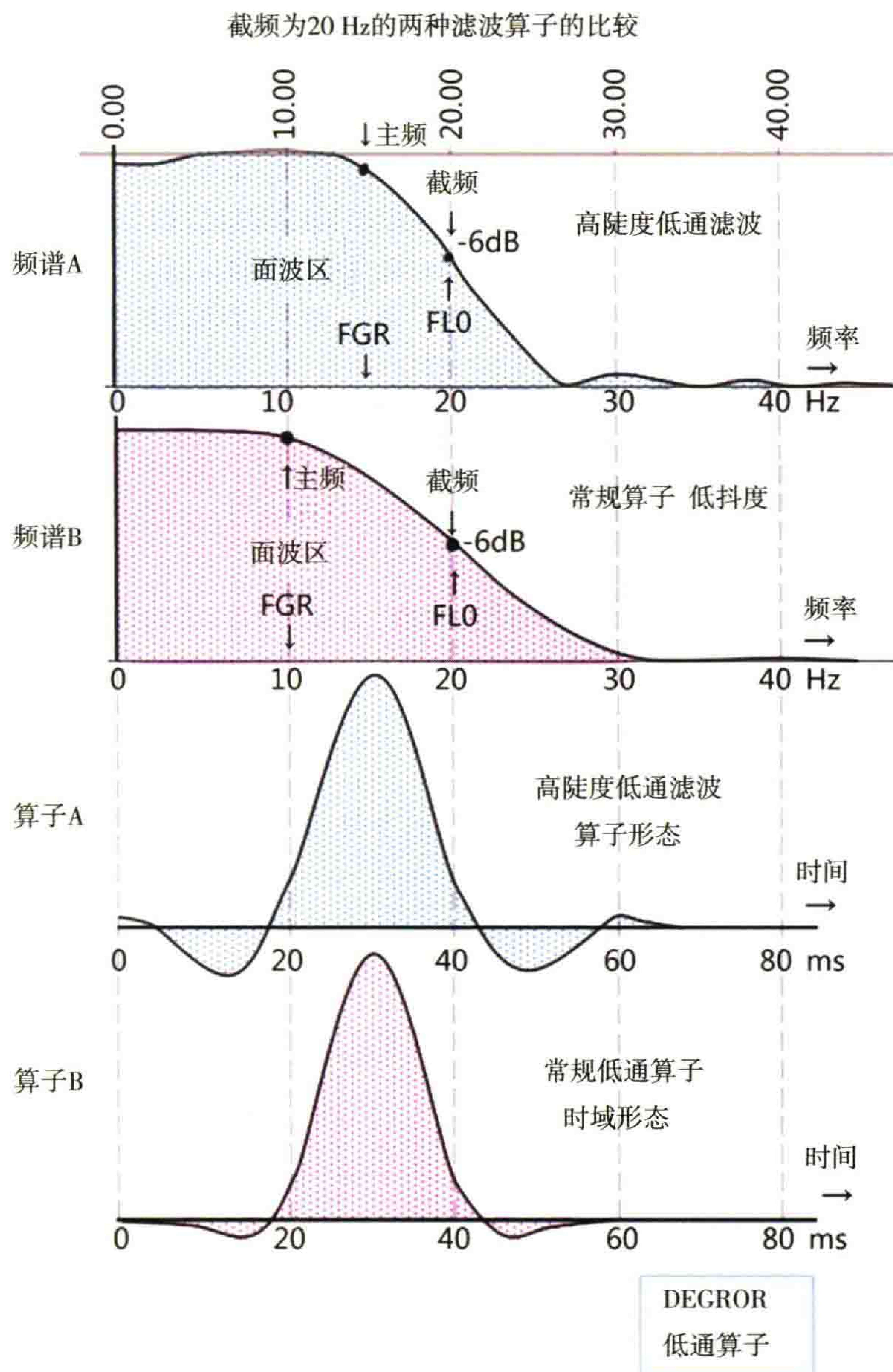


图 3 DEGROR 两种低通滤波算子比较

(7) 球面扩散及地层吸收补偿问题也是必须要考虑的。因为如图 1 所示,你在做不同视速度扫描时,扫在浅层时振幅很强,而扫到深层时振幅又很小。这样累加的平均值就没有"可比性",因此本程序规定了一个校正公式:

振幅 $A_i^* = A_i \cdot CC \cdot T \cdot e(BB \cdot T)$。

T 是时间,用秒为单位。CC 与 BB 是两个常数,A_i 是原始炮集上的振幅,而 A_i^* 是球面扩散校正后的振幅。

此公式的前半部分是球面扩散校正(乘以 T),后面指数部分是对大地吸收的补偿。根据我的经验,采用常数 $BB=0.2$ 就能使绝大多数工区中的原始记录校正得比较合适,即深、浅层能量差不多,且深层稍微

弱一点点。常数 CC 是一个不重要的数，它可以为 1，也可以为 2000，这与解编后数据的大小有关。一般希望校正后的 A_i' 的平均值在 2000 左右为好。CC 用某一个整数就行。

我认为今后地震资料处理中，反正第一步总是要做球面扩散补偿的，所以在通过本程序后，输出经过补偿的数，并且压制了面波，这是一举两得的事。

(8) 在卡片的第 26～30 列中，应填写的是开关参数 KSP，它是选择球面扩散的方式的。

KSP=0(或空白)时，意即直接采用上述校正公式，并使用缺省值 $CC=2000$，$BB=0.2$，输入数据是未做球面扩散补偿的，而输出将是经过补偿校正的。

KSP=1 时和 KSP=0 差不多，不过将由用户来定义 CC 及 BB 常数值。

KSP=2 时，意即输入及输出都不采用球面扩散补偿，仅在程序做扫描累加时，自动考虑球面扩散的因素。

KSP=3 时，它表示输入数据已经做过某种球面扩散补偿了。输出数据将用其相同的方式输出。

(9) 本程序考虑到原始记录上的折射初至波还是一种有用的数据，应该加以保护，不做内切滤波。否则会造成有些道的初至波去掉了低频成分，而有些没去。于是道与道间波形不同，将会影响到今后做“折射静校”的效果。

所以，本程序采取两个措施来解决此问题。第一，使终了扫描的最高速度缺省值为 1200 m/s，它绝对不超过初至折射波的速度。第二，在决定去面波的时间起始点方面，已经考虑到在小炮检距的情况下，向后移动一个延迟时间，避开了初至折射波形(大炮检距处不会成问题)。

三、卡片填写

上面一节基本上都讲了。再补充一下：

卡片名称：“DGRO”，填写在第 1～4 列。

第 6～10 列：空着，本来是填写计算的起始时间的，但本程序规定起始时间必须从 0 秒开始，所以不需填写了。

第 11～15 列：填写终了计算时间 TED，以 ms 为单位。这个 TED 是可以比实际道的长度还短的(如果你深层不想要的话)。如果你在 TED 栏中填 0 或空白，那么意味着你要整道处理。

第 16～20 列：填写面波的主频 FGR，缺省值为 10 Hz。

第 21～25 列：填写选择项 KOP。当 KOP=0 时为全三角形，KOP=1 时为扇形(即从 V_H 到 V_L)。

第 26～30 列：是 KSP 球面扩散校正选择，如前述。

第 31～35 列：是由用户输入常数 BB。

第 36～40 列：是由用户输入常数 CC。

第 41～45 列：是由用户输入面波的最高视速度 VGRM，单位用 m/s。

缺省值是 800 m/s。除非你工区中面波的速度特别高，否则 800 m/s 是足够了。这个数是规定了视速度自动扫描的上限，所以也不需要定得很准。

也无须对它做许多次试验。有一点请注意：即你提的 VGRM 一定不要接近或超过折射初至波的视速度，否则会把初至折射的低频成分也去掉。

第六版本　1996 年 12 月　增加两列填写项，如下：

第 46～50 列：参数 KSL 是由用户选择低通滤波器的陡度。

KSL=0 时，采用常规的滤波陡度，坡度约为 FLO 正负 10 Hz。

运算时实际 −6dB 低截频点为：FLO=FGR+10 Hz。

KSL=1 时，采用较陡的滤波陡度，坡度约为 FLO 正负 5 Hz。

此时 FLO=FGR+5 Hz。

请参看图 3。

当面波主频与反射波主频相差不多，不易分离时，可以用 KSL=1，但是此时需要注意准确填写面波主频 FGR，其误差不应大于±3 Hz。

你可能需要采用不同的 FGR 对单炮记录做一次试验。

第 51～55 列：KOT 选择项. 当 KOT=1 时，程序同时输出被取消的面波模型。

当 KOT=0 时，不输出面波模型，只输出结果剖面。

从以上卡片说明可以知道，本程序的编码卡片非常简单。

如果你输入的炮集没有做过球面扩散补偿，那么，你只要在 1～4 列写一个卡片名“DGRO”，其他一概空白，都用缺省值就行了。

如果已做过球面扩散校正则填 KSP=3。

输出剖面除了 KSP=2 的情况外，都是经过球面扩散补偿的。

为了取得较好的效果，那么你应该把面波的主频填写得准确一些。

四、对输入数据的要求

由于本程序使用从道头字直接读进每道实际的炮检距，所以它适应于任何原始炮集。弯线、变观线及任何三维采集的炮集也都可以做。只要存在低频较强的面波，就可以做，一般都有较好的效果。

参考文献

[1] 李庆忠. 走向精确勘探的道路[M]. 北京：石油工业出版社，1993：107.

文章编号 206-4

3DFKK 与 DEGROR 压制面波的实际资料效果比较



众所周知,当三维采集时,非纵距大的记录上,强面波变成平缓的双曲线。压制这样的双曲线还没有很好的办法。西方地球物理公司于 20 世纪 90 年代发明了建立在重建面波子集的 3DFKK,它在锥形体中用三维 FK 方法克服面波。这种方法在空间采样充分的时候,是能够奏效的。但是在现代三维采集中,道距常常为 40～50m,面波存在严重的假频。记录上出现多种视速度(有的速度可以到达几万 m/s),使 3DFKK 这种根据视速度压制的办法不能充分见效。此文通过对比两个实例,证明国际流行的 3DFKK 方法的实际效果不如我的 DEGROR 程序的效果好。

在本书快要出版的时候,我让我的学生张红军做了两个实际资料的试验。试验的目的是看一看目前国外流行的三维 3DFKK 去面波与我的“内切滤波去面波 DEGROR”程序两种办法到底哪个好。

通过试验,现在可以说明:我的 DEGROR 比国外的 3DFKK 方法的效果要好,而且运算更快。

用作试验的资料是两种:第一个试验是利比亚地区沙漠边上一片三维资料的三张原始单炮。如图 1 所示。这种面波不算严重,但是由于道距是 40 m,面波有假频。这三炮记录都有较大的非纵距,炮点不在测线上。初至波及面波都呈一定的双曲线形状。当然,如果空间采样完整时,在面波子集中 3D 锥形体中面波不再是双曲线了,但是 40 m 的道距还是产生了面波的假频。

对它做了一个频谱,知道面波的频率范围是 7～13 Hz,如图 2 所示。

于是对这 3 张记录抽子集,分别用 GeoEast 的 3DFKK 及 DEGROR 程序做了平行处理。

在分析试验结果之前,我要介绍两方面的基本概念:

(1) 首先要交代的是面波的波散作用,与什么叫面波的群速度和相速度:

面波的群速度是指面波能量团前进的实际速度。

由于波散作用,面波形成一个略带弯曲的扫把形,如图 3 中黄色区域。

相速度(即视速度)是人们在记录上表面看到的同相轴的视速度。

由于波散作用,一般视速度在顶端较小(较陡),在扫把尾部视速度变大。如图 3 中天蓝色箭头。

用 FK 滤波压面波时,起作用的是同相轴的视速度,视速度多变会影响 FK 的效果。

存在假频情况的视速度变化范围很大。

在采样道距大于 30 m 时,面波有严重的假频出现,相邻道波形差一个周期时,视速度可以等于无穷大。不等于一个周期时,视速度变化无穷,斜率可以为负值。

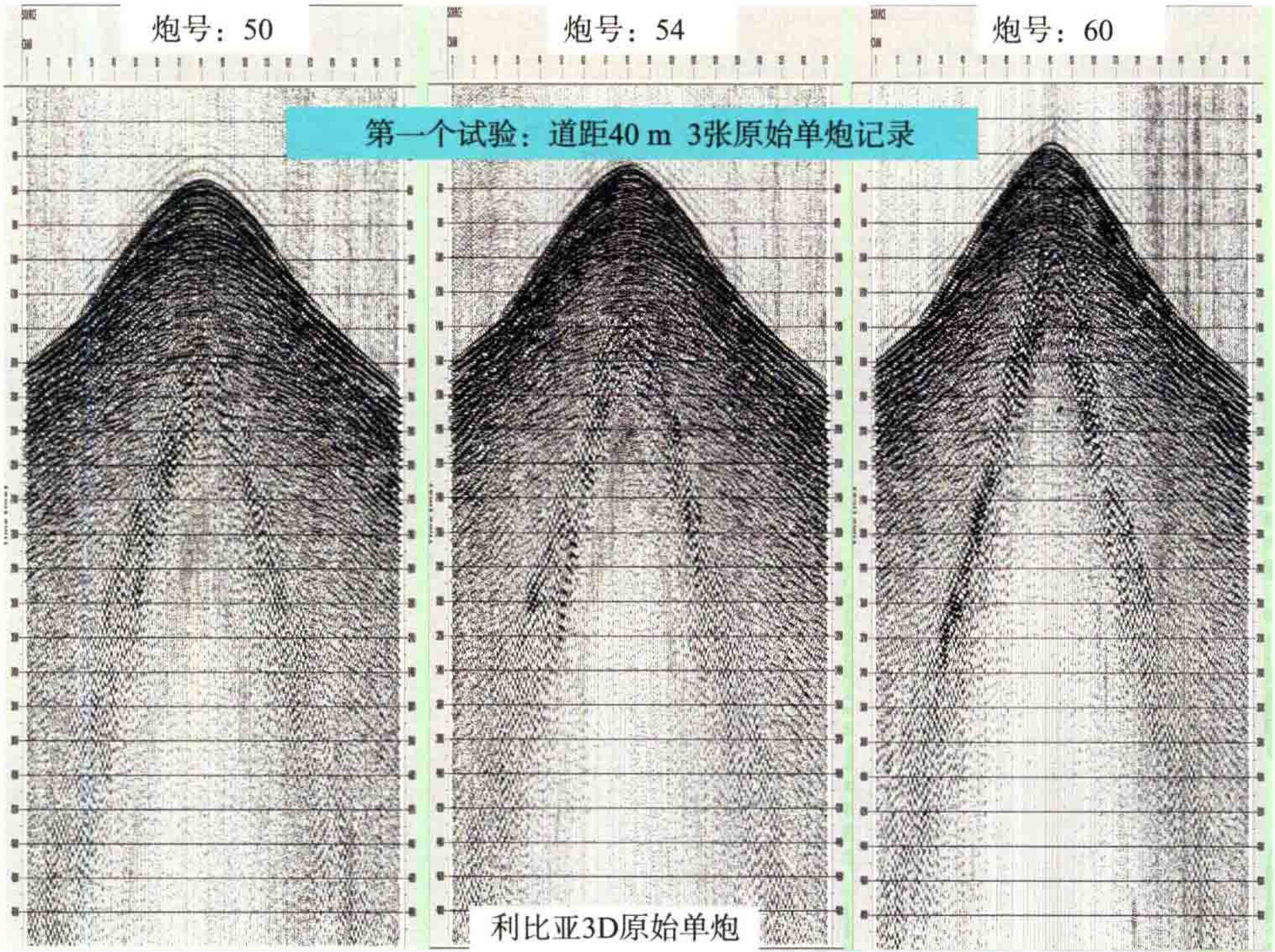


图 1　第一个试验的三张单炮记录

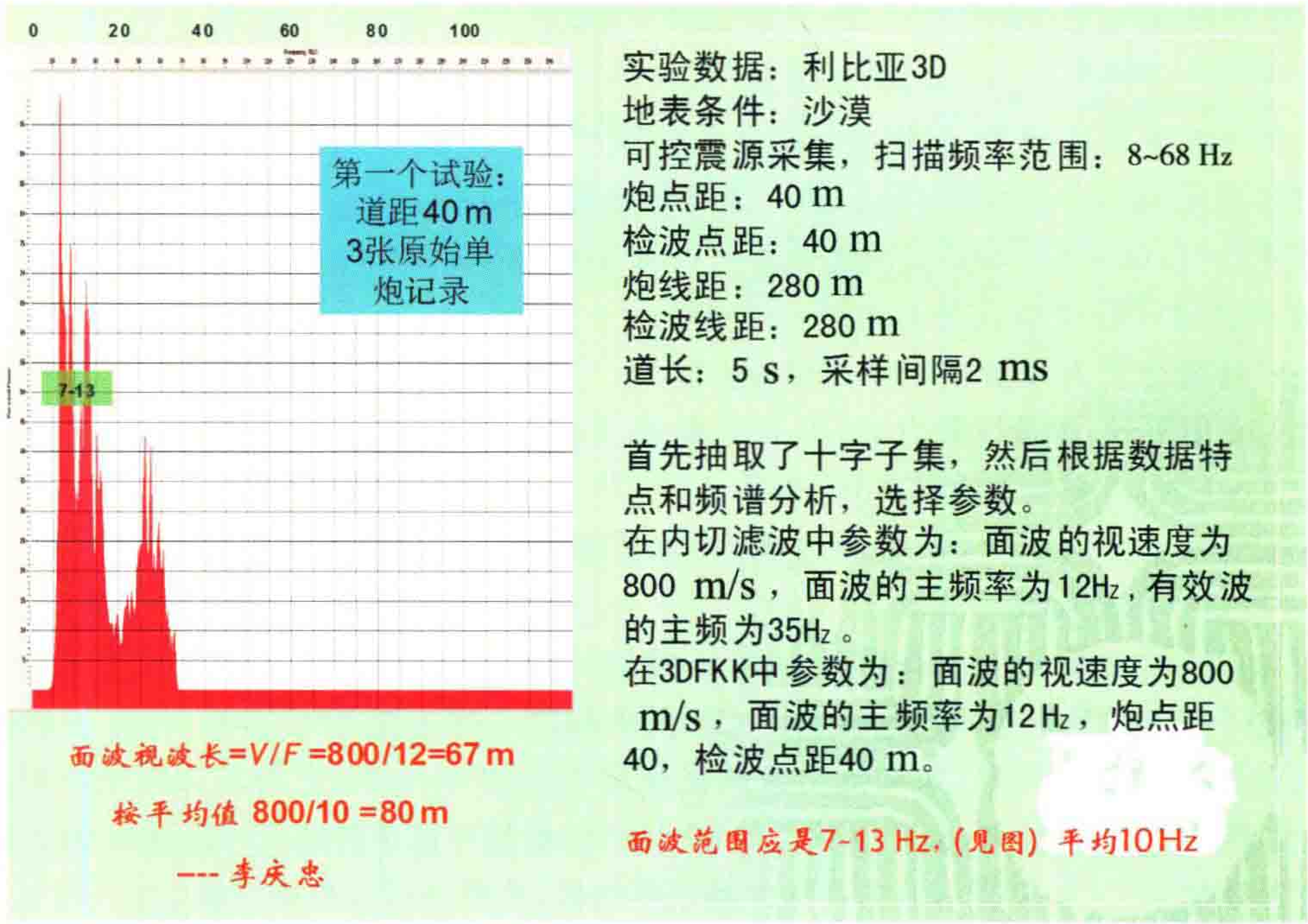


图 2　用频谱分析调查面波的频率范围

当存在严重假频的情况，用 FK 方法压面波会出现不少新问题。3DFKK 也不可避免有此问题。

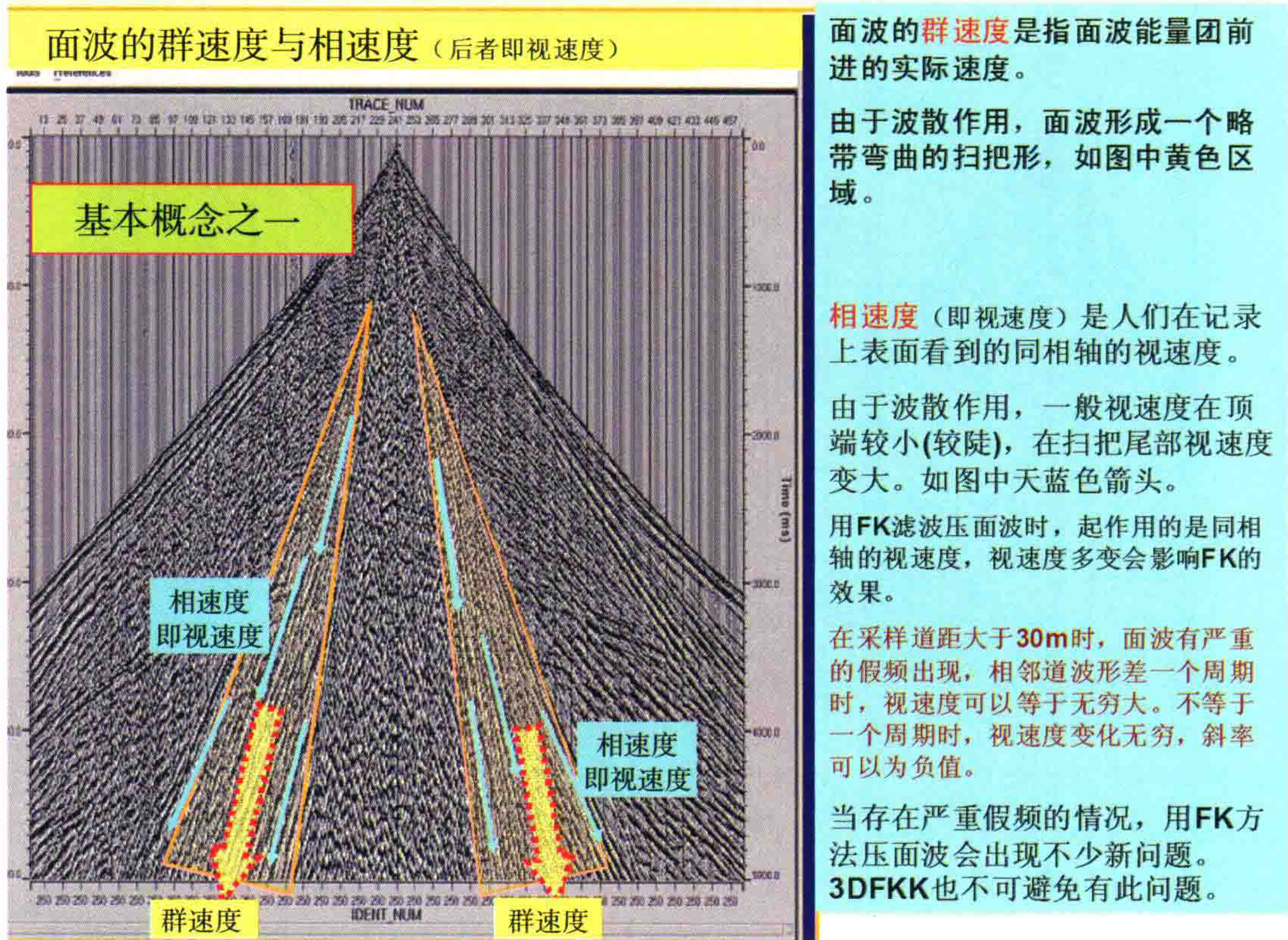


图 3 需要交代的第一个基本概念

(2) 其次要介绍在 F-K 域中，假频的能量分布情形。

图 4 上方是道距为 50 m 时候的 F-K 谱。这里有公式如下：

折叠频率 $F_N=1/(2\cdot dT)$，dT 是采样率。

折叠波数 $K_N=1/(2\cdot dX)$，dX 是道距。

以上两公式就决定了 F-K 谱的纵横坐标的边框。

如图中，50 m 道距时，折叠波数为 10.0(每千米 10 个波)。

采样率为 4 ms 时，折叠频率为 125 Hz。

面波的视波长 $\lambda^*=V^*\times T^*$，V^* 是视速度，T^* 是视周期。

或者 $\lambda^*=V^*/F$，F 是面波的频率。

我们先讨论图 4 的上面一个图，即道距为 50 m 的情况。

F-K 谱里的不同斜线代表着不同的视速度。如图中标出了视速度等于 12000 m/s 的斜线，它与右边纵坐标的交点就是 120 Hz。同理，如果折射波的视速度等于 2000 m/s，它与右边纵坐标的交点就是 20 Hz，碰到右边边界后，就折叠回来，交于中轴上的 40 Hz 处，继续向前延伸就交于左边纵轴上的 60 Hz 处。如图 4 中红色范围所示。(如果折射波的高频能量足够的话，还要向右边折叠过来。)

面波的视速度一般在 400～700 m/s，就以 500 m/s 来说，第一次它与右边纵轴相交于 5 Hz，然后折叠回来，交中轴于 10 Hz，再到左边交于 15 Hz。图中用淡绿色表示面波在 F-K 谱中的分布范围。

最后图中间画了两个心脏形状的范围就是反射有效波所分布的范围。反射有效波的视速度一般在 10000 m/s 以上，所以位于中间。(它们的最低视速度是接近为折射初至波的速度。只有陡反射界面才会如此。)

图 4 下方是代表道距为 100 m 时的 F-K 谱的情况。假频更加严重。

基本概念之二

道距与干扰波假频折叠的概念

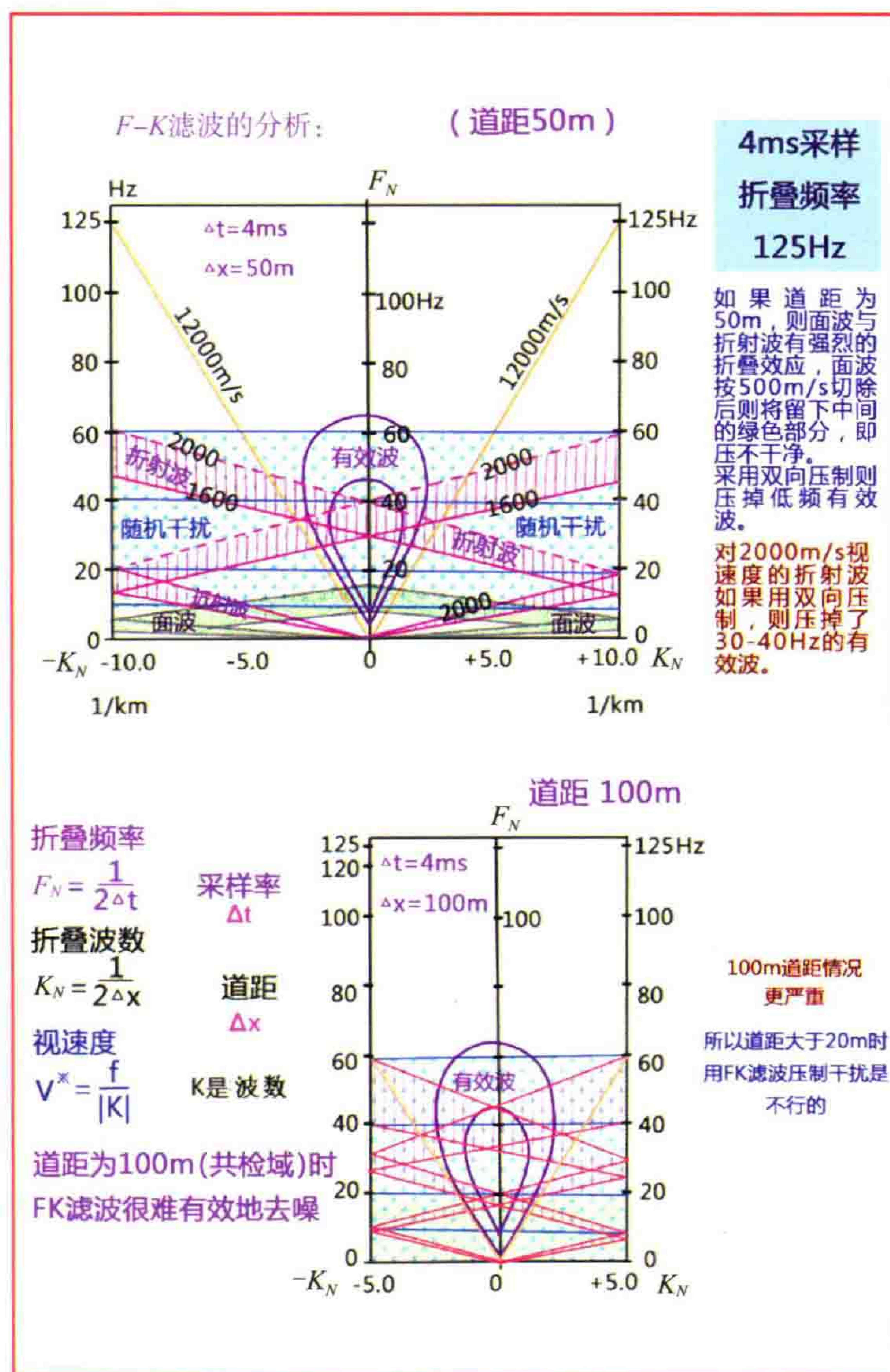


图 4　需要交代的第二个基本概念，道距与 F-K 谱中的假频

由图 4 可知，当我们做 F-K 滤波去面波时，如果我们把视速度低于 500 m/s 的部分在 F-K 域中清零。则一定留下图中央淡绿色的 10 Hz 附近的低频面波。

F-K 滤波程序还有一个功能，即它可以在正负两个方向上切除干扰波。也就是把折叠过来的部分也切除掉。如果这样做，淡绿色部分的面波虽然被压制了，但是它同时把中央心脏形里 10 Hz 左右的反射有效波也压死了。

对折射波的双向压制就会牺牲反射有效波的 30～40 Hz 分量，而这个频率正是反射有效波的主要能量范围，会造成很大的麻烦。

更头疼的问题是当面波由于道距不够密，产生假频时，同相轴的“视速度”会出现很奇怪的现象。例如下面图 5 中，强面波的视速度可以很高，方向可以倒转。如图中箭头所示。图 5 左边道距为 25 m 时，强面波已经有了些假频，到右边道距 50 m 时，假频就特别明显。

理论上说：存在假频时，当相邻两个地震道的面波相差一个视周期时（即道距等于面波视波长时），同相轴的视速度可以等于无穷大（即出现很平的轴），而当相邻两个地震道的面波相差不是一个视周期时，同相轴的视速度可以变化无穷。当道距稍大于面波视波长时，斜率与群速度方向相同；当道距稍小于面波视波长时，斜率与群速度方向相反。

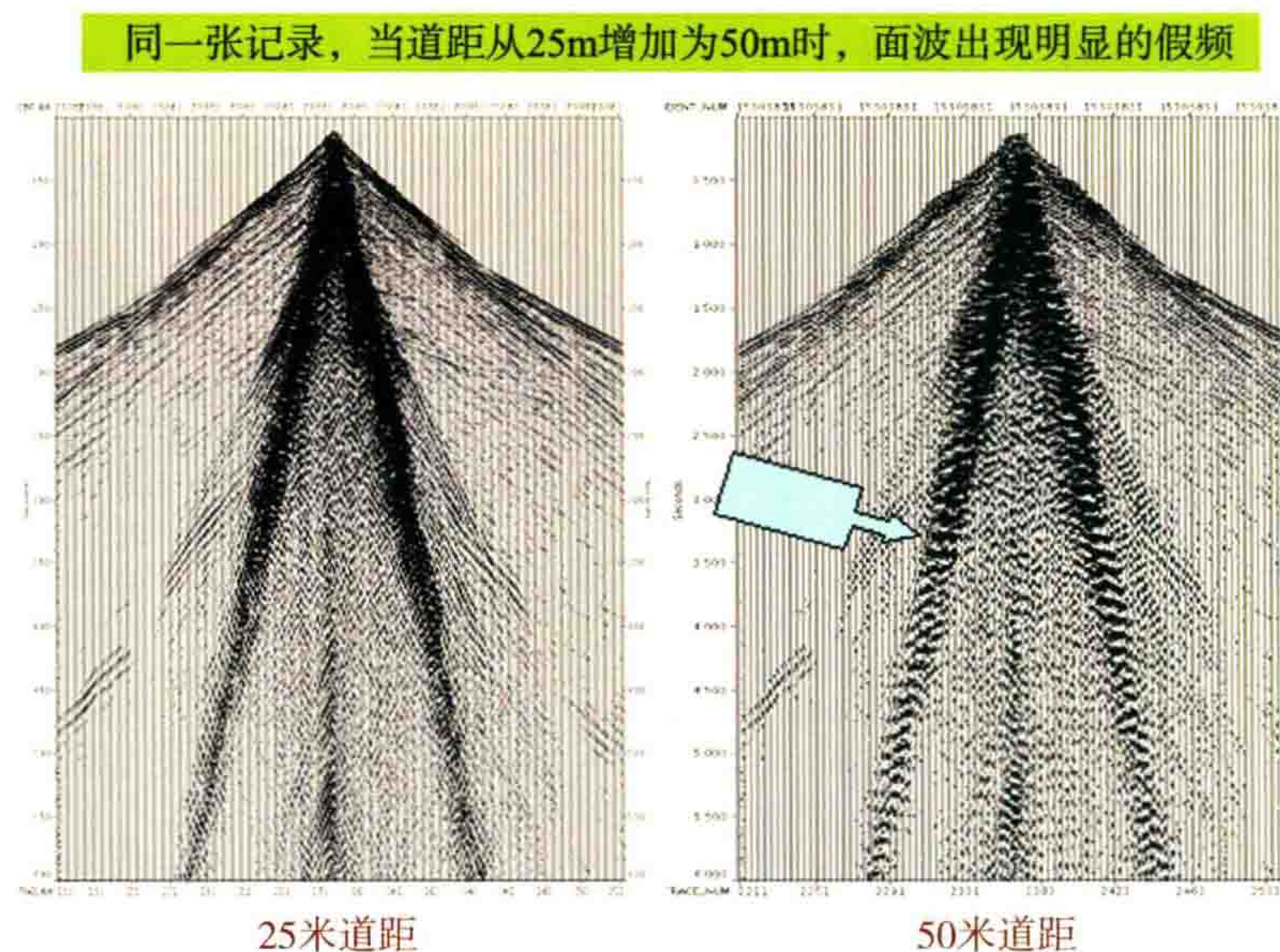


图 5　同一张记录，当道距从 25 m 增加为 50 m 时，面波出现明显的假频

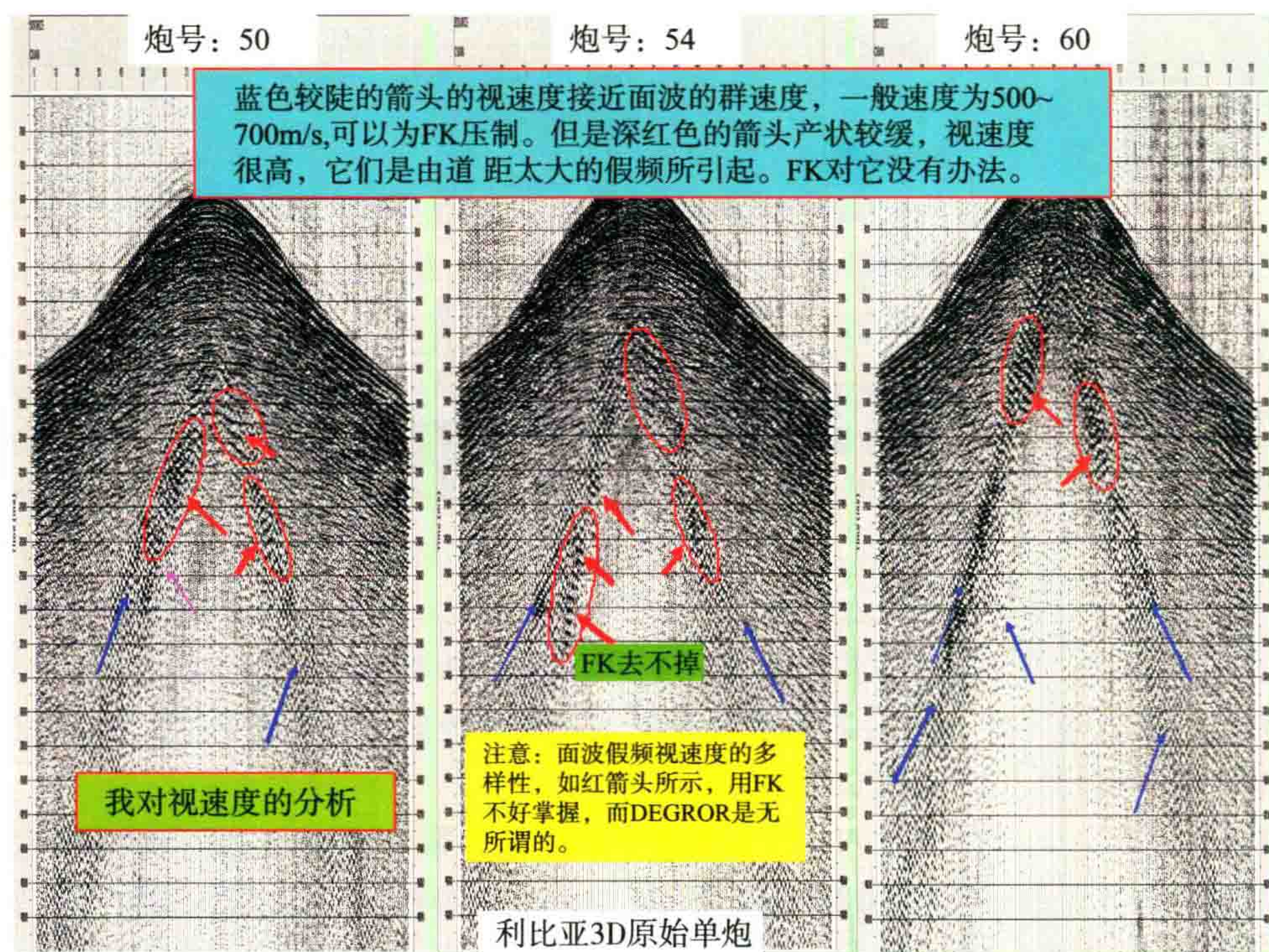


图 6　对这三张记录的面波视速度的仔细分析

我通过对图 1 这三张记录的仔细分析，发现蓝色较陡的箭头的视速度接近面波的群速度，一般速度为 500～700 m/s，可以为 FK 压制。但是深红色的箭头产状较缓，视速度很高，它们是由道距太大的假频所引起。FK 对它没有办法。如图 6 红色椭圆中及箭头所示。

果真，这三张记录经过 3DFKK 处理后，面波没有消除得很好。如图 7 所示。

而同一个资料，经过用我的 DEGROR 程序处理，效果就比 3DFKK 的好。如图 8 所示。

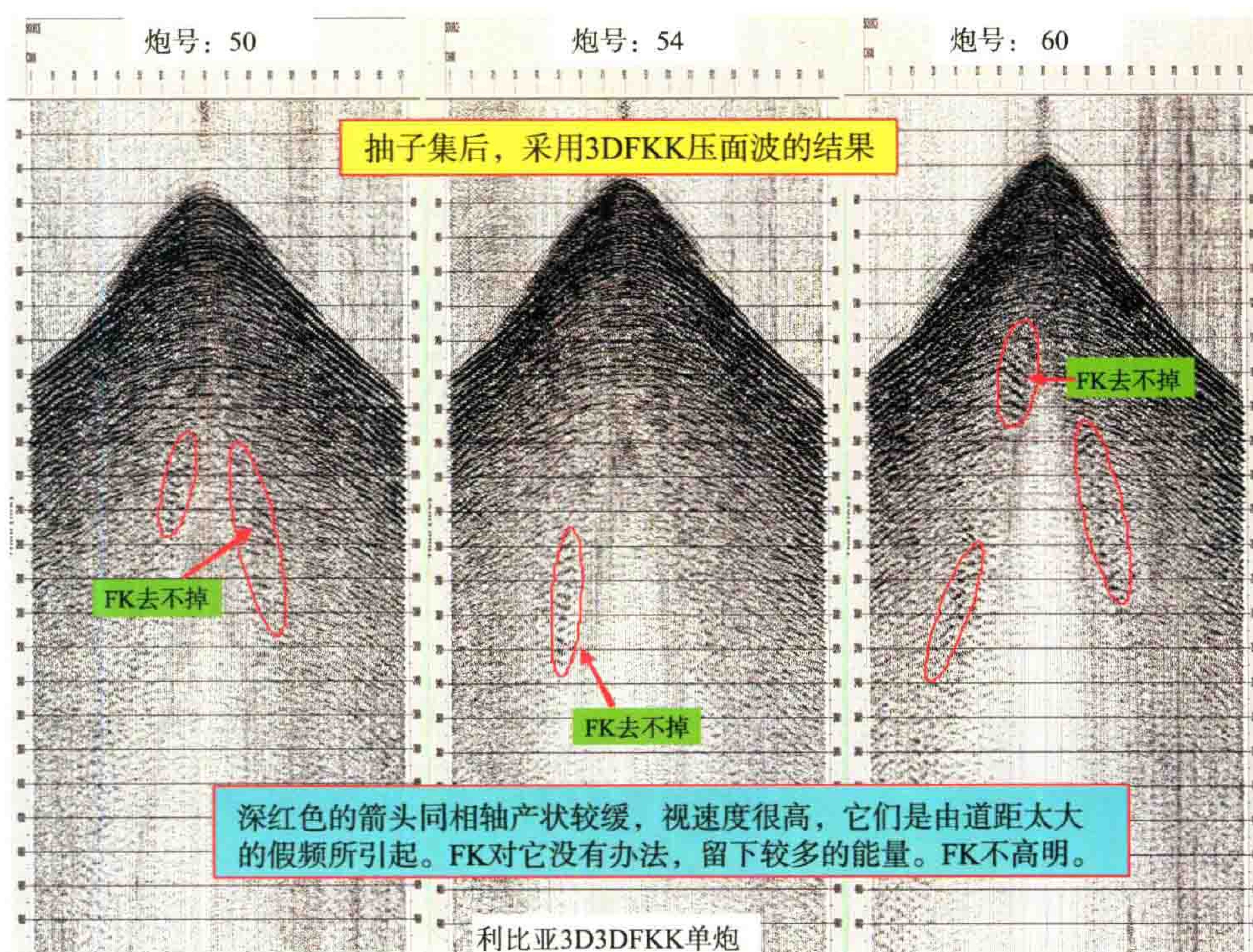


图7　抽子集后，采用3DFKK压面波的结果

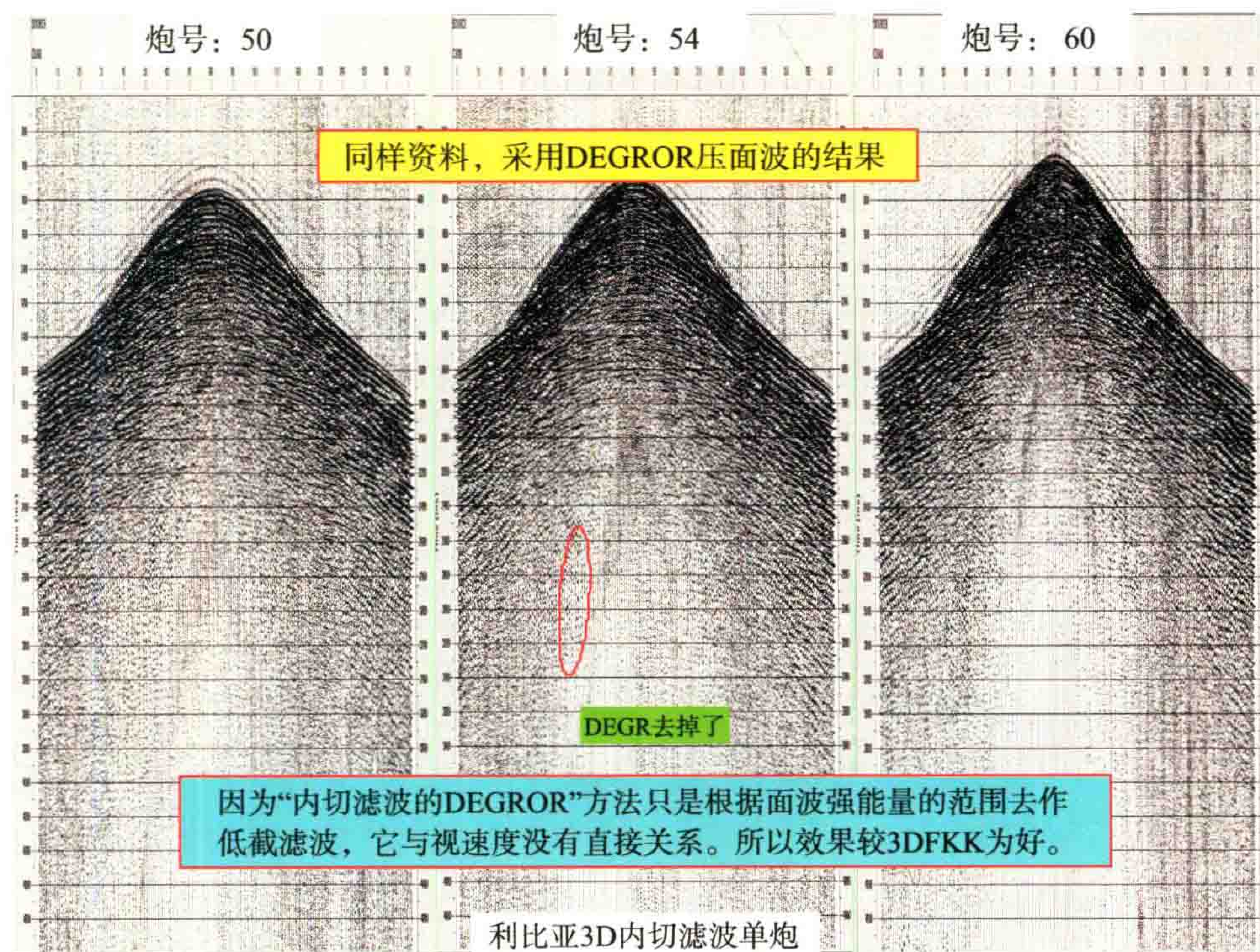


图8　同样资料，采用DEGROR压面波的结果

显然DEGROR的效果较3DFKK为好。因为“内切滤波的DEGROR”方法只是根据面波强能量的范围去做低截滤波，它与视速度没有直接关系。

这三炮记录的F-K谱如图9所示。由于面波已经存在严重的假频，从图中很难看清其来龙去脉。

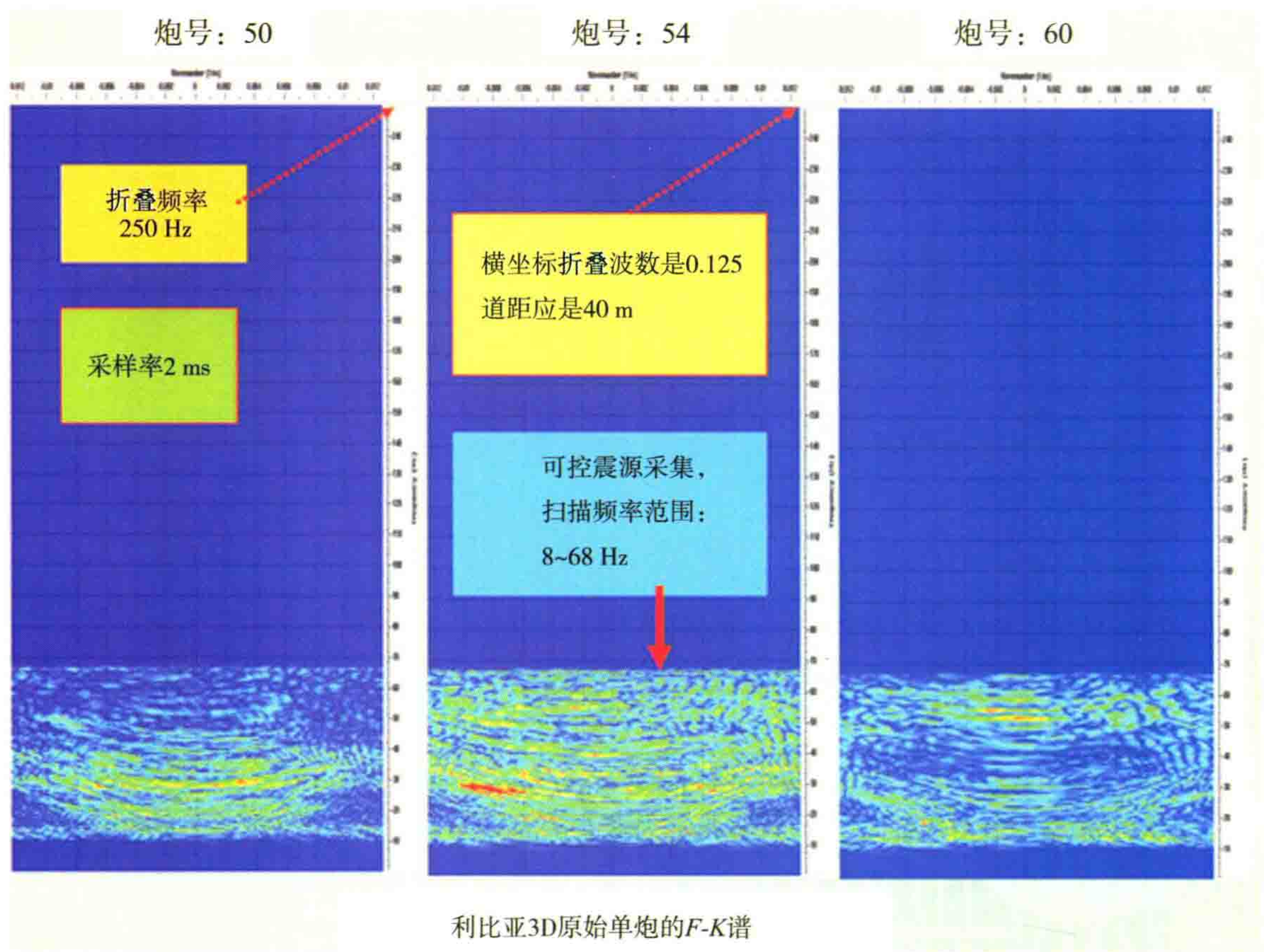


图 9　这三炮记录的 F-K 谱

再做第二个试验：这是利比亚中区块的三维资料，地表为盐碱滩。选了两张记录，如图 10。这两张记录上面波分布范围较第一个试验点处为宽广。右边炮号 17490 是非纵距为零的中央发炮的记录，左边炮号 16077 是带有非纵距的记录。用频谱分析调查面波的频率范围如图 11。

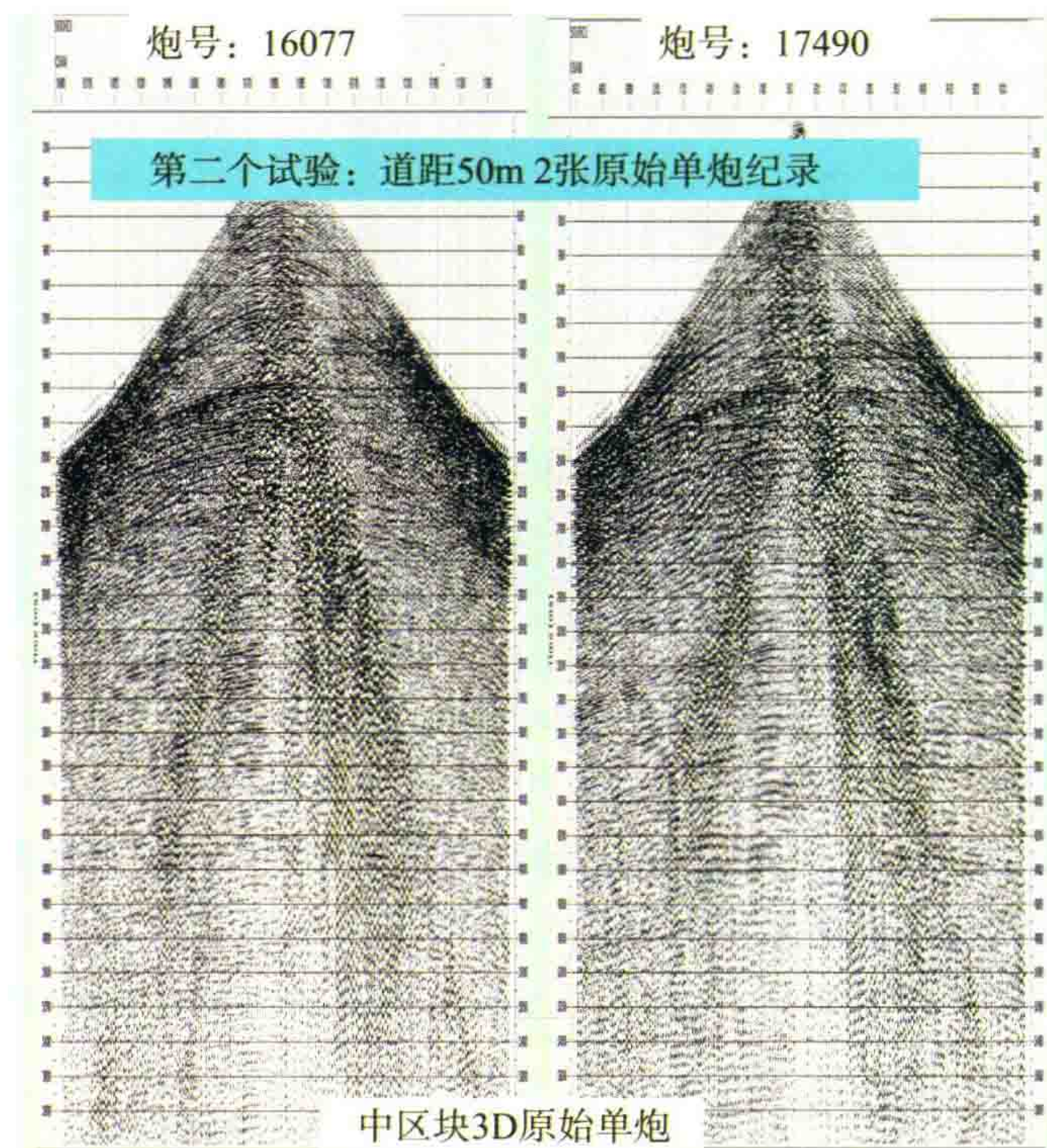


图 10　第二个试验，两张野外单炮记录

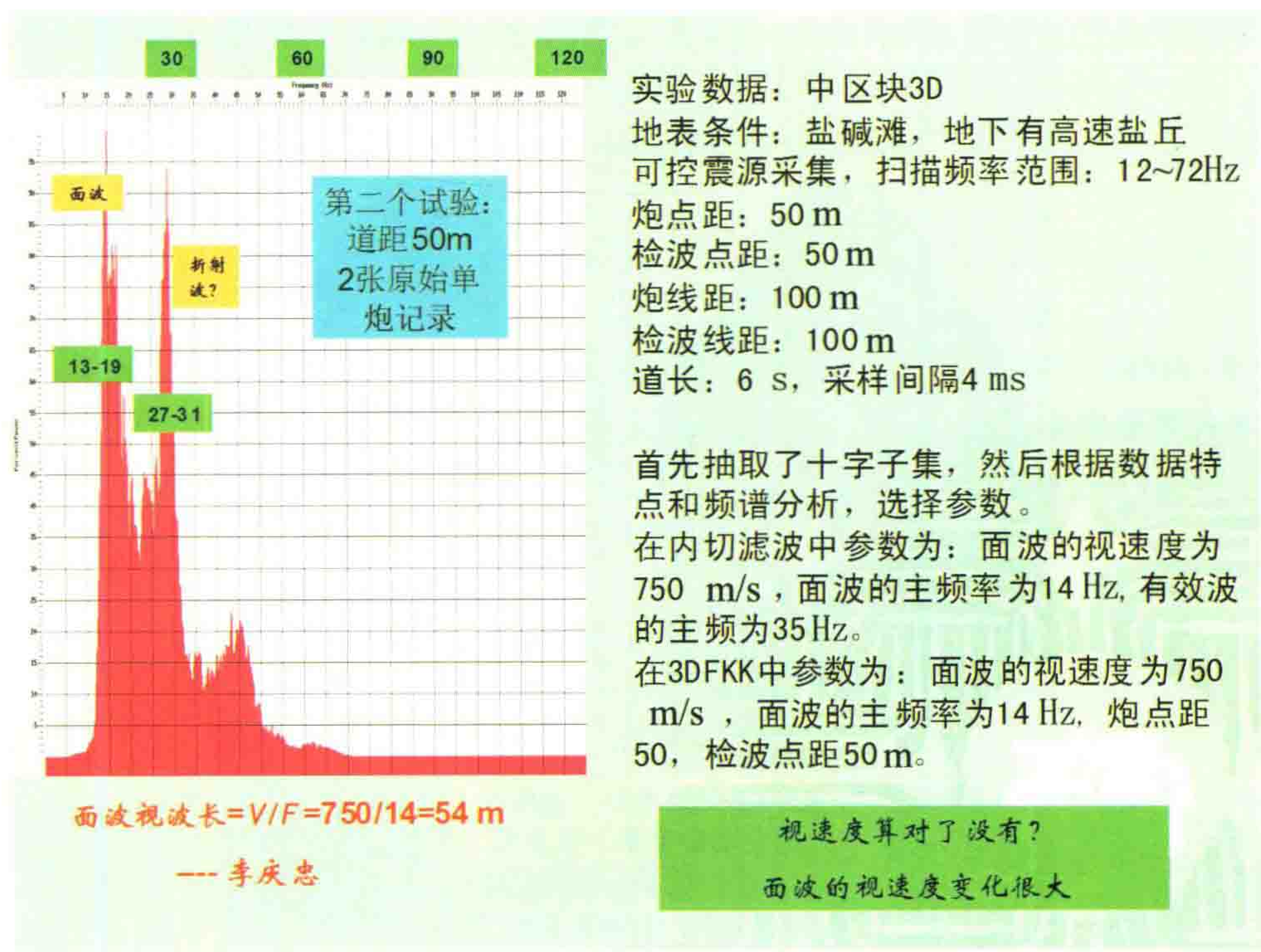


图 11 用频谱分析调查面波的频率范围

我通过对这两张记录的仔细分析，如图 12 所示。同样发现蓝色较陡的箭头的视速度接近面波的群速度，一般速度为 500～700 m/s 可以为 FK 压制，但是深红色的箭头产状较缓，视速度很高，它们是由道距太大的假频所引起。FK 对它没有办法。

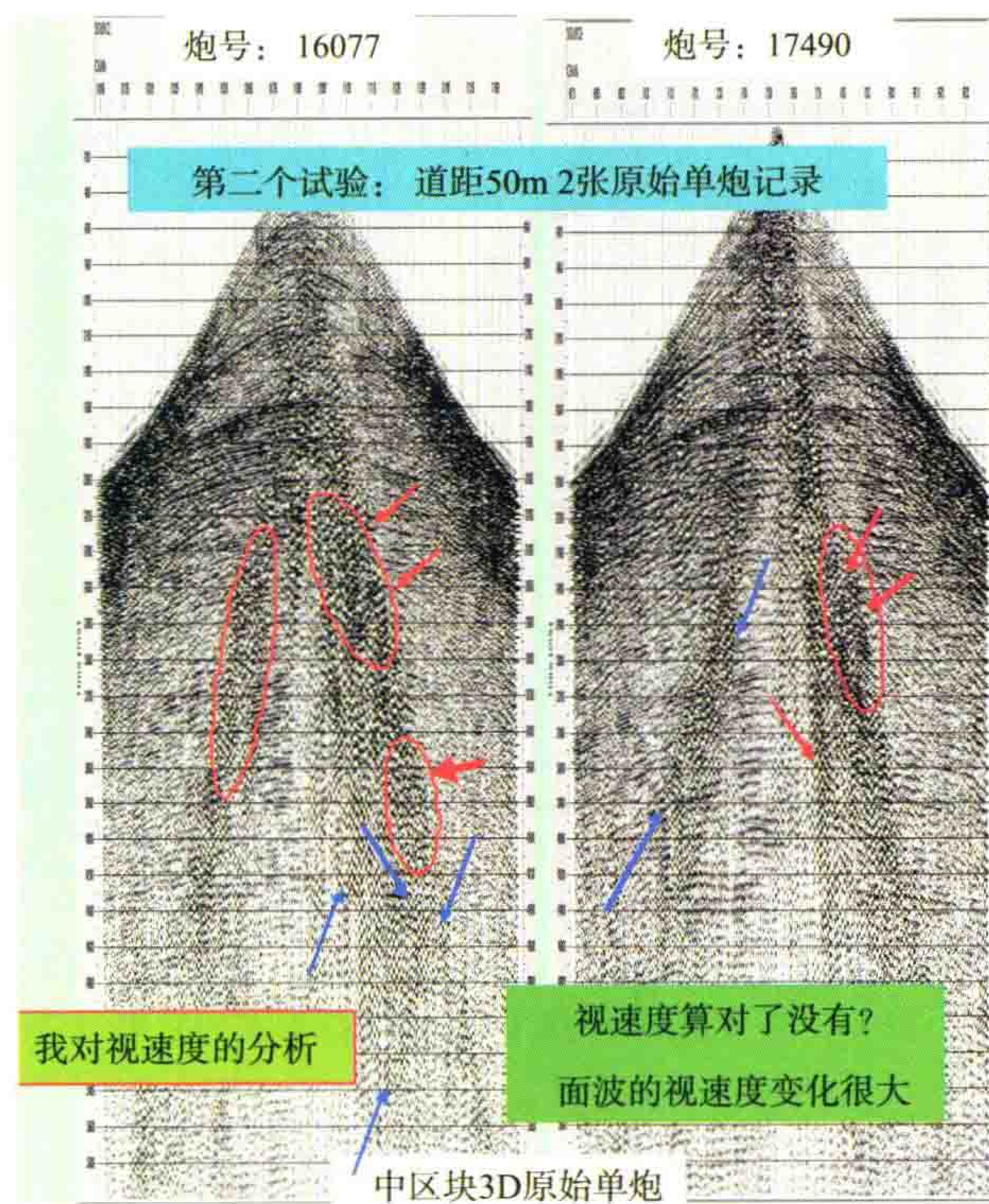


图 12 对这两张记录的面波视速度的仔细分析

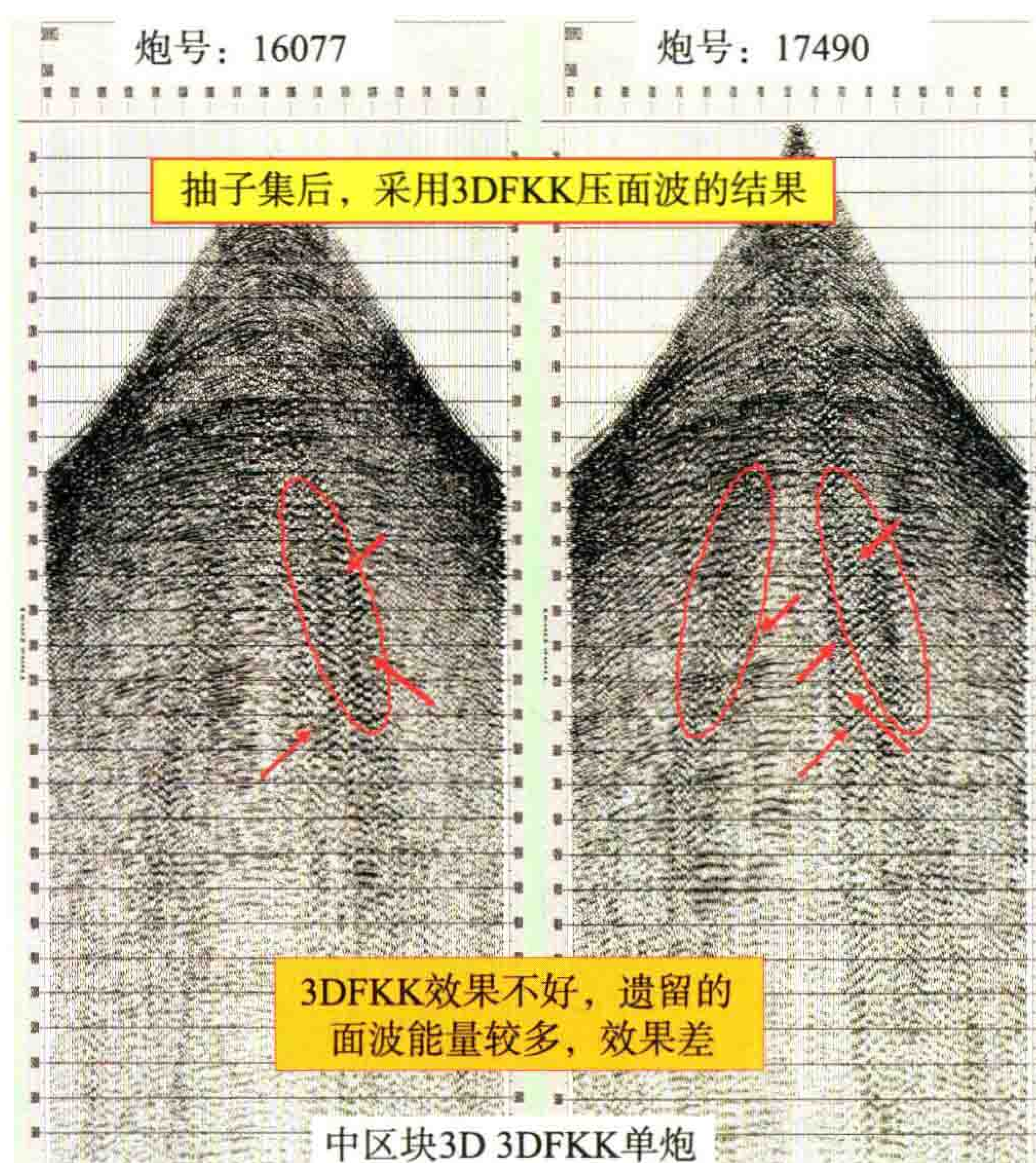


图 13　抽子集后，采用 3DFKK 压面波的结果

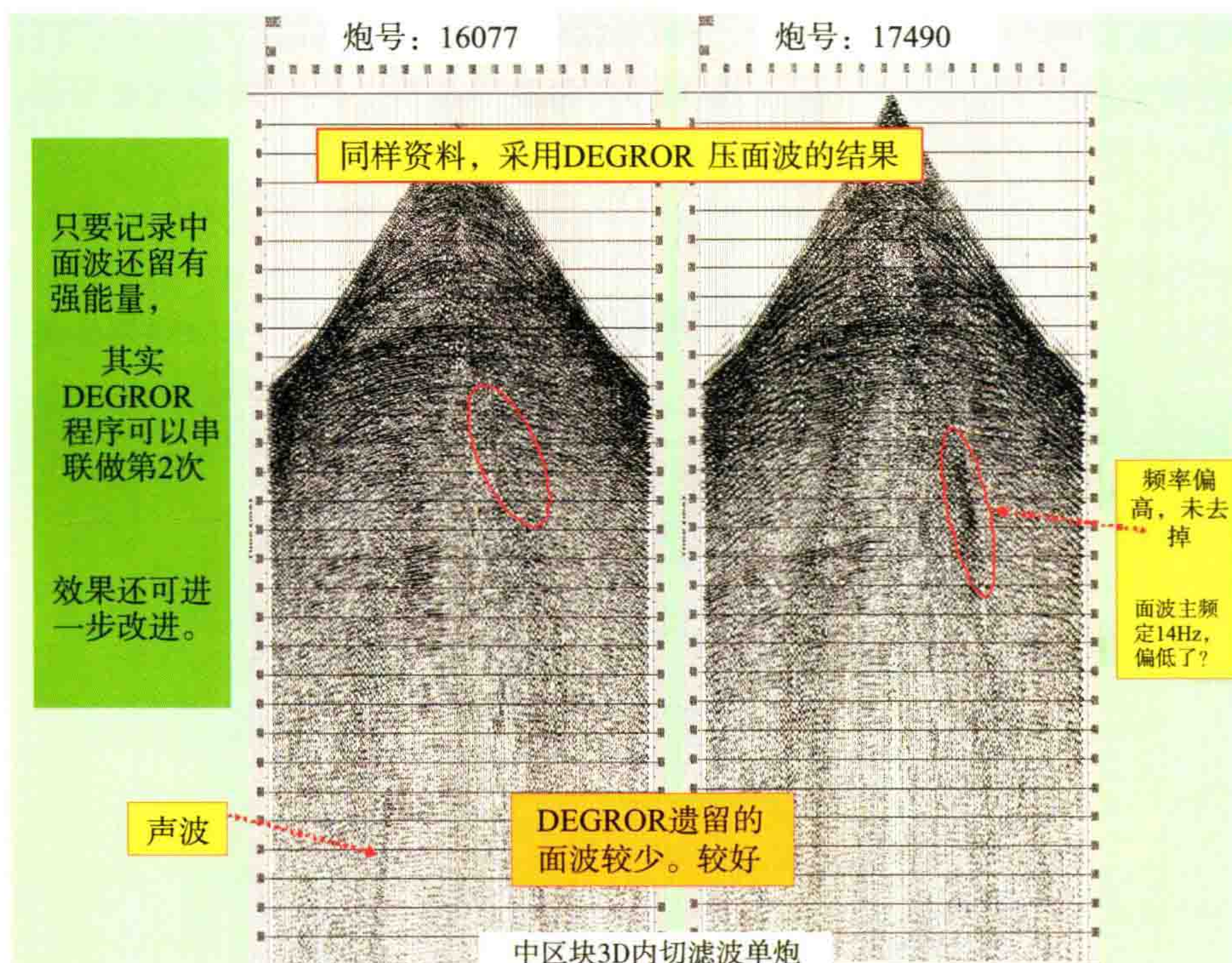


图 14　同样资料，采用 DEGROR 压面波的结果

结论

DEGROR 比 3DFKK 效果要好些。

（1）因为“内切滤波的 DEGROR”方法只是搜索根据面波强能量的范围，去做低截滤波，它与视速度没有直接关系。所以效果较 3DFKK 为好。

（2）DEGROR 程序采取从记录道头字中读进实际炮检距，与排列形式无关。因此，它也可以处理三

维资料，甚至可处理弯线。当三维非纵距大时，面波呈双曲线，它也不怕。因为它不是根据视速度，而是根据强能量分布的位置而压制的。

(3) *F-K* 滤波不是个好工具，它怕假频。而一般三维采集的道距又常常是40～50 m，对面波存在严重假频效应。因此FKK效果不好。

(4) 我的DEGROR程序不需抽子集，运算速度也快，而且一次去面波不彻底时，还可以串联做第二次。

(5) 外国人没有"内切滤波"的思路，他们总以为三维采集时，由于面波常呈双曲线，他们无法解决。于是发明了用子集做锥形3DFKK，就以为很了不起了，到处吹嘘。我们许多人也跟着奉为至宝，现在应该清醒一下了。

抛物线拉东变换克服多次波

——Neptune 海神程序特点描述

抛物线拉东变换是克服多次波反射干扰的好办法。这是在多次波剩余时差不够大时的唯一办法。

这个程序是我自己花很长时间编制的一个程序，它的特点是：① 拉东变换的精度高。在 Tau-R 域里，能量团集中，噪声小。② 反变换采用先寻找能量团的二维极值点，确定信号的波形，从而可以在 Tau-R 域中，切除多次波，再反变换，获得克服多次波的效果。

最近据我的博士生方云峰测试，发现此方法比 ProMax 的拉东变换有更好的效果。但是似乎不如 GeoEast 的拉东变换效果。因为我的程序的反变换是时间域做二维反演的，而 GeoEast 用的是频率域（二维傅氏反变换）的反变换，二者方法不同，效果也就各有千秋。

我们的程序在时-空域能直接求得多次波的波形，从而把它减去。它适合于消除全程多次波及分离较开的多次波。GeoEast 的频率域反变换在切除后的条件下反演是数据不完整的，但是它可以把层间多次波一起压制掉。

前　言

对付多次波，克服它的办法有：

（1）短周期的重复鸣震（海水深度小于 200 ms）可以用预测反褶积压制它。对于海上地震资料处理，预测反褶积是首选。

（2）对于由海底到海面产生的多次波可以用"波动方程 SMA——Surface Multiples Attenuation"压制它。

（3）在多次波性质单一且强度很大时（如全程多次反射），还可以用求多次波模型的办法通过"模型减去法"压制它。

（4）多数情况下，大家喜欢用剩余时差来压制多次波。水平叠加有较好的效果，只要排列足够长，剩余时差足够大，它也是很有效的。

（5）在水平叠加之前增加一次"时变的近道切除"可以得到更好的效果。

（6）水平叠加压制多次波的效果有限，如果为了更彻底地把多次波压制到 20～30 倍，可以采用每道乘以不同加权系数的"最佳加权叠加法"，可以发挥更大的作用。

（7）然而往往遇到排列短，剩余时差不够大，或者一次波比多次波能量弱得太多，这种情况是地震资料处理中最困难的课题。

例如，我国黄海地区，阿拉伯红海海域长期以来都由于多次波太强而未能获得有用的反射资料。最近，大家发现抛物线拉东变换（Tau-R 变换）用在克服多次波方面有其独到之处。本文 Neptune 海神程序

就是为了解决这个问题而设计的。

Neptune 海神程序是我近年来长期研制的一套高精度抛物线拉东变换克服多次波的程序包。共有 Fortran 语句 2720 条，包含 8 项输出功能。

本程序包的前期工作是我用 Quick Basic 自编程序花半年时间作理论测试，通过近 20 个理论模型的测试，完成了程序的主体。后来改写成 Fortran 语句，前后修改 30 次，才形成目前的 V31 版本。我认为它是目前精度最高，功能最强的抛物线拉东变换克服多次波的程序包。

我的学生童思友老师帮助我完成了程序的编译、测试及试验工作，通过北黄海及林樊家地震测线的试处理，已经看到本程序包功能显著。

一、8 种输出功能介绍

KOT＝1　输出压制多次波后的叠加道剖面。

KOT＝2　输出压制多次波后的 CMP 道集，可以再迭代或再作速度分析等。

KOT＝3　表示输出 3 条水平叠加剖面。$R=0$，-10 ms，-20 ms。

KOT＝4　为某 CMP 道集 Tau-R 域异常分布图。

KOT＝5　输出计算所检测到的多次波模型。

KOT＝6　显示二维极值拾取结果（调试程序已经去掉）。

KOT＝7　输出一条彩色剖面，显示每个同相轴的剩余差，用来与水平叠加剖面核对，指出哪里是多次波（2006 年 6 月程序调通）。

KOT＝8　表示输出 17 条 $\Delta V/V$ 曲线。

二、Tau-R 域压制多次波的优势

我们想克服多次波，就要设法找到一个域，在该域中，多次波与有效一次反射波能够最有效地分离开。这个域就是抛物线拉东变换 Tau-R 域。

在 CMP 道集内，把一次波经动校正拉平后，多次波表现为接近抛物线。因此抛物线拉东变换比其他变换形式，在分离多次波方面有着更大的优势。

为了有别于常规的直线扫描的拉东 Tau-P 变换（或 Tau-S 变换），我们称我们的抛物线拉东变换为 Tau-R 变换。Tau 是抛物线的“截距”，即 T_0 时间，R 是抛物线的“曲率”，也就是反映着剩余时差。

任一抛物线在 X_i 处的剩余时差可表达为：

$$\mathrm{d}T=T_i-\mathrm{Tau}=R_{\max}\times[(X_i/X_{\max})]^2$$

式中，$R_{\max}$ 是最大炮检距 $X_{\max}$ 处的剩余时差。

我们的抛物线拉东变换被称为 Tau-R 变换。其中 Tau 是 T_0 时间，R 是（参考最大炮检距 X_{ref} 处的）剩余时差。

到目前为止，抛物线拉东变换用在克服多次波方面已经为国际上的物探公司所广泛采用。但所有的 Tau-R 变换现有程序都不能解决多次波模型“能量的归一化”问题。即你在 Tau-R 域中切除出来的多次波经反变换后，其振幅与原来多次波的振幅值可以相差到一倍！

一般，这是没有办法能解决的，国外采用的消极办法是作“多次迭代的 VELANA 速度谱分析及 Tau-P 去多次”——很费事，也不彻底。

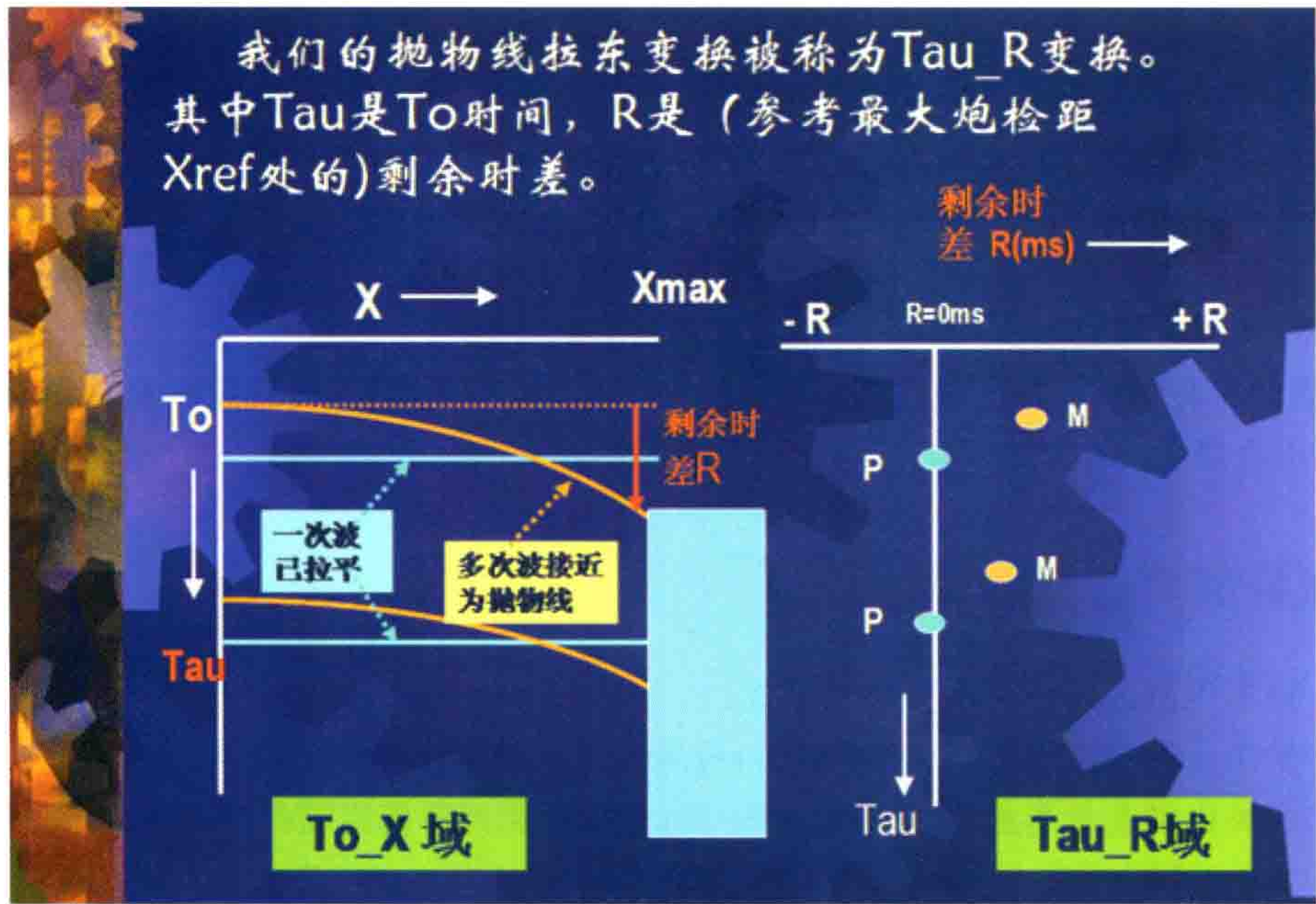


图1 Tau-R变换前后关系图

三、本程序最核心的优点

（1）本程序巧妙地用寻找二维极值点的方法，正确地求得多次波模型，而且是保幅的！
（2）本程序很好地处理了由于切除因素和坏道所造成的振幅不归一问题。
（3）本程序所有计算中采用了“样点数值内插”，保证了正、反变换的精度。

四、本程序特点

（1）保持振幅。废道、切除样点不参与加权，不影响振幅。
（2）正、反变换均保幅。
（3）每次计算取样点内插值，保证振幅的准确性。
（4）可以做道集去噪。
（5）自动计算平均视周期及异常宽度 W。

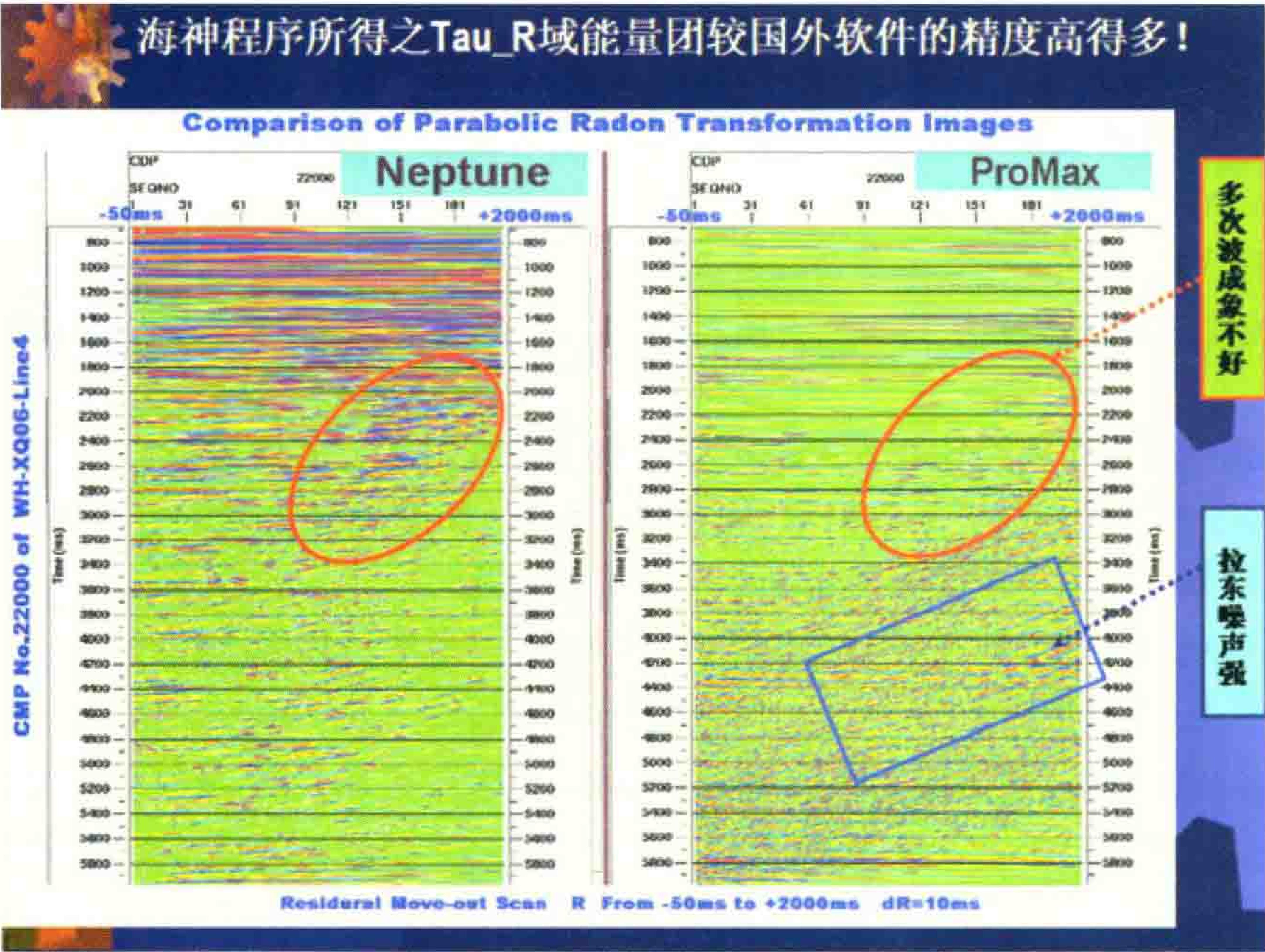


图2 海神程序与其他软件效果比较图片

图2为海神程序与其他软件效果比较图片。海神程序所得之Tau-R域能量团较国外软件的精度高得多，并且保幅性好。

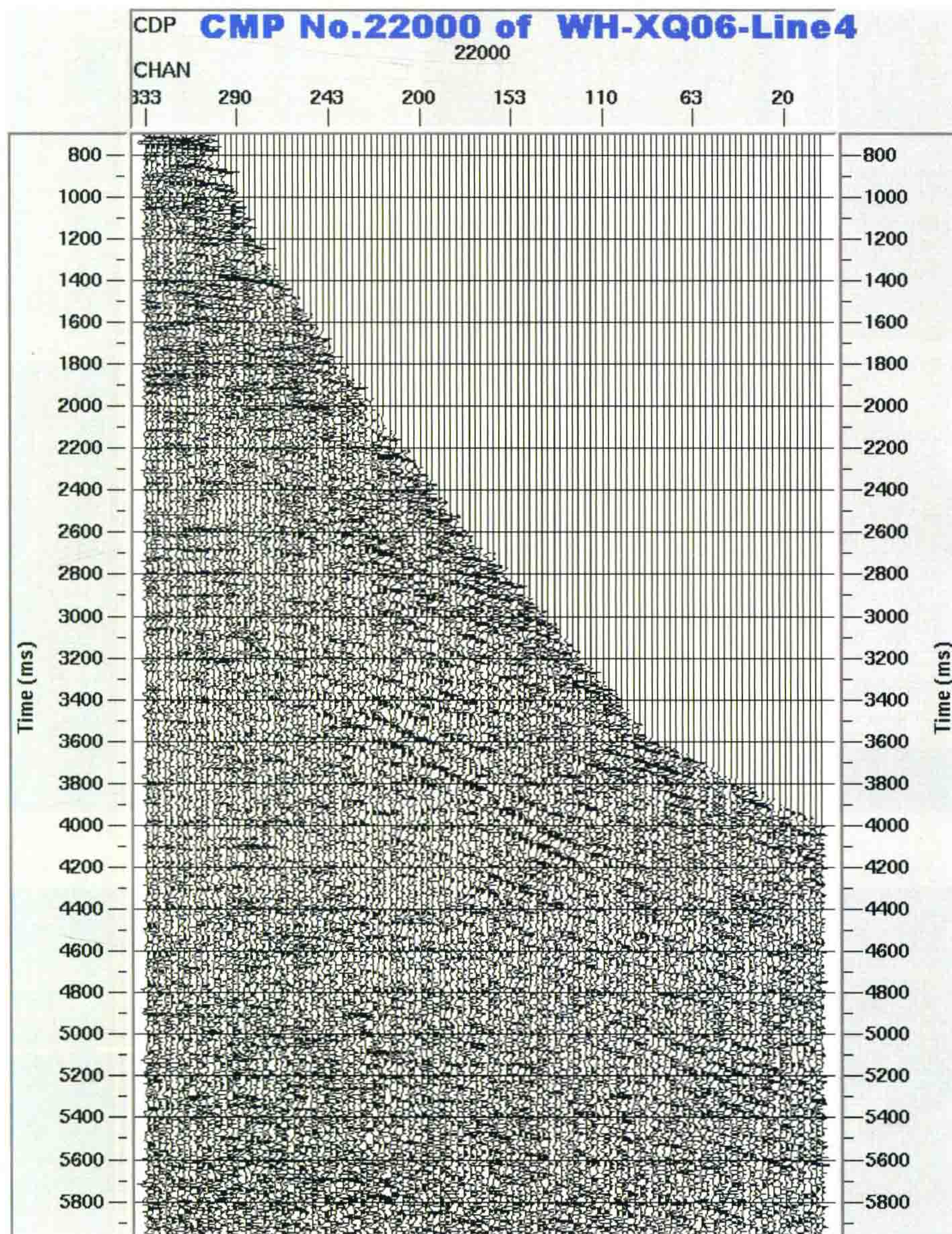


图3 黄海XQ06-Line4测线的CMP道集

五、Tau-R变换的理论分析

理论上说Tau-R变换可以把一根抛物线在Tau-R域中聚焦成一个点，但实际上它是比较复杂的一个能量团图形，并且存在由拉东变换引起的畸变（拉东噪声）。

首先我们来研究Tau-R域里一个反射波单元的独特形态。

图4、图5、图6表示的是多次波的理论记录经正常时差校正后在Tau-R域的反映情况。

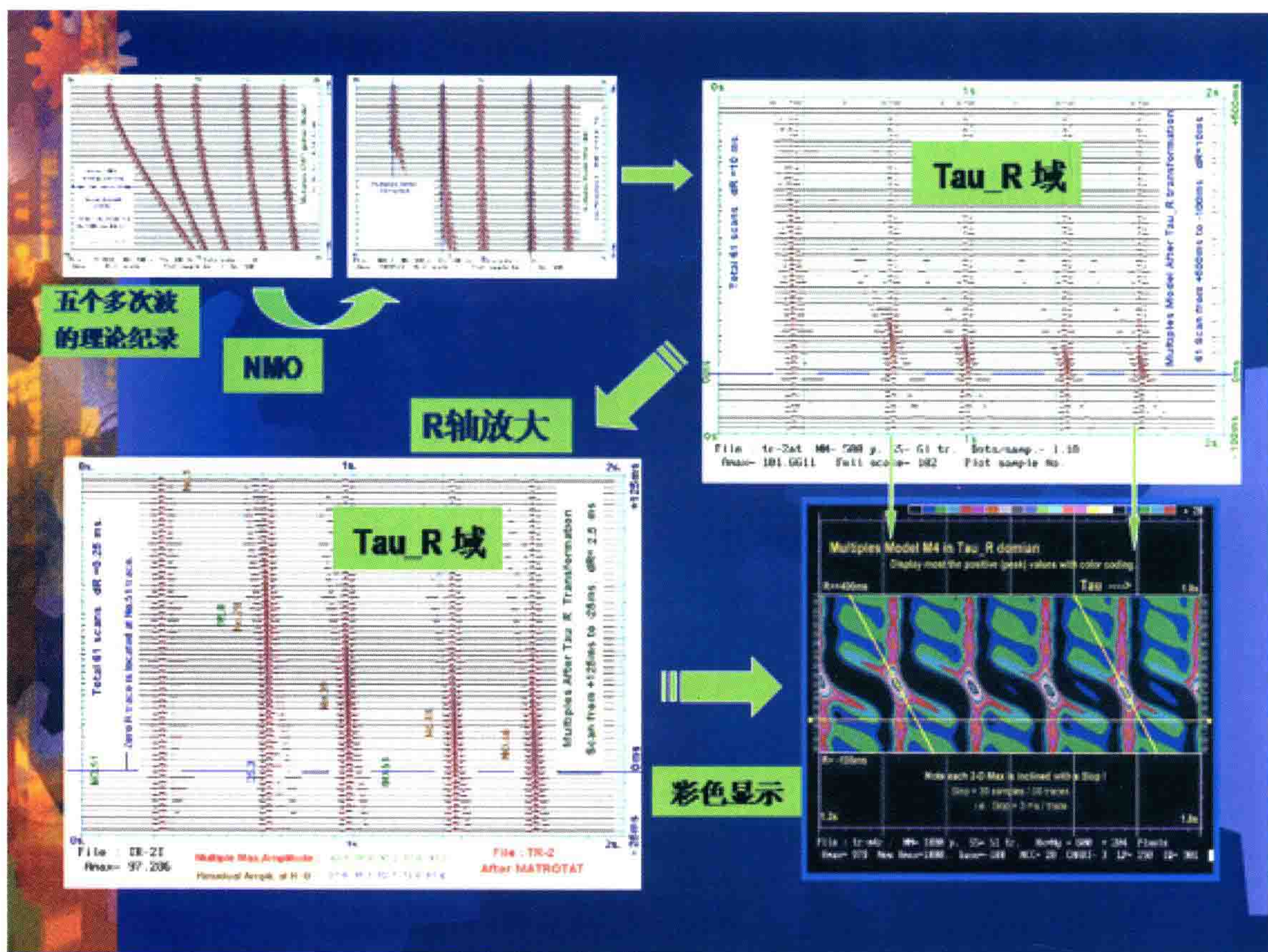


图 4 多次波的理论记录经正常时差校正后在 Tau-R 域的反映(1)

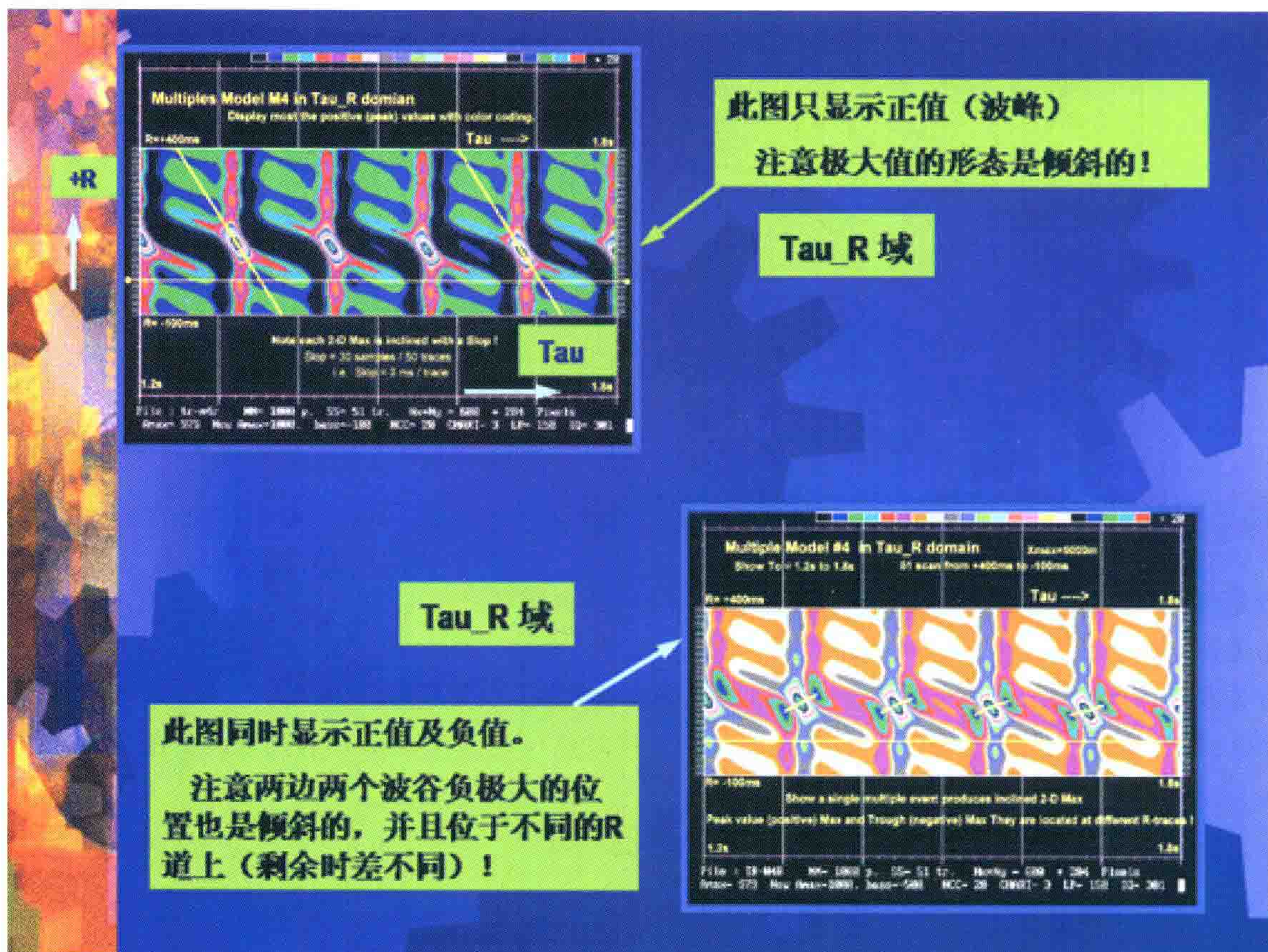


图 5 多次波的理论记录经正常时差校正后在 Tau-R 域的反映(2)

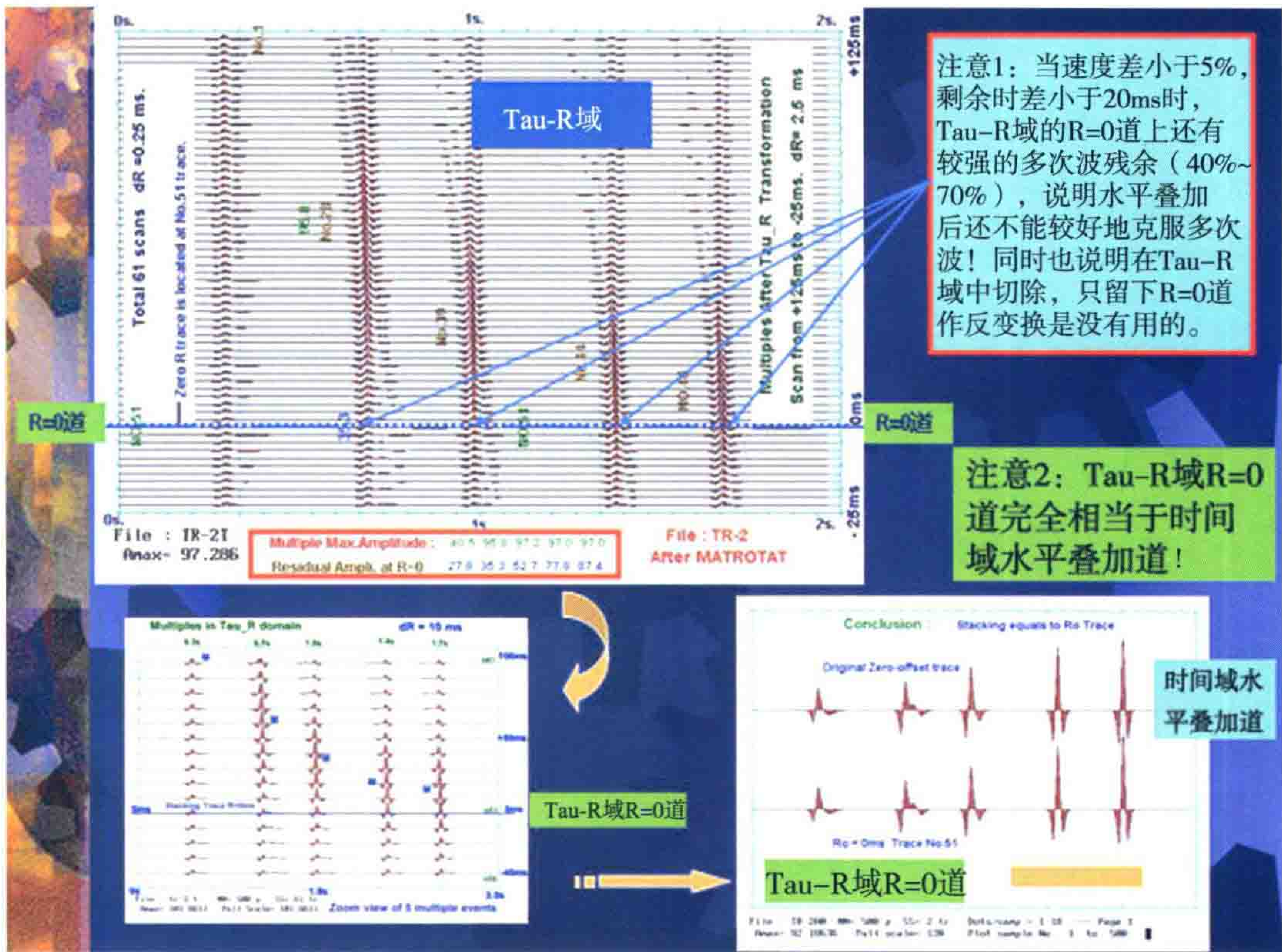


图 6 多次波的理论记录经正常时差校正后在 Tau-R 域的反映(3)

重要概念：Tau-R 域里 R=0 道与水平叠加的关系

Tau-R 域 R=0 道完全相当于时间域水平叠加道！因为 R=0 时就意味着数据沿着水平线相加。

总结图 4～图 6 如下：

速度模型：线性增长 $V_{rms}=V_0\cdot(1+BB\cdot T_0)$；

对于一次波速度：$V_0=2000$ m/s，BB=0.4；

对于多次波速度：$V_0=1900$ m/s，BB=0.4，$X_{max}=2000$ m。

当多次波速度比一次波小 5%时，Tau-R 域里多次波能量团的振幅极大值 A_{max} 与 R=0 道上多次波剩余能量振幅 A(R=0)的关系如表 1。

表 1

T_0 反射时间	0.3 s	0.7 s	1.0 s	1.4 s	1.7 s
A_{max}	40.5	95.8	97.2	97.0	97.0
$A(R=0)$	27.8	35.3	52.7	77.8	87.4
多次波剩余能量%	69%	37%	54%	80%	90%

可见一般水平叠加后，多次波的剩余能量是很大的。

当速度差小于 5%，剩余时差小于 20 ms 时，Tau-R 域的 R=0 道上还有较强的多次波残余(40%～70%)，**说明水平叠加后还不能较好地克服多次波**！同时也说明在 Tau-R 域中即使你想切除多次波很彻底，只留下 R=0 道做反变换，也是没有用的。**这就是目前国外抛物线拉东变换克服多次波软件所没有解决的问题所在**！

我们的 Neptune 程序就是要把剩余时差小于 20 ms 的多次波能量从 Tau-R 域中扣掉！

它能够把多次波能量从 R=0 道中拔出来。

六、理论模型分析

1. 信号一次波加上小剩余时差的多次波的一个理论模型

理论模型为五个一次波加五个多次波，多次波速度比一次波小 5%。该理论模型分析见图 7～12。

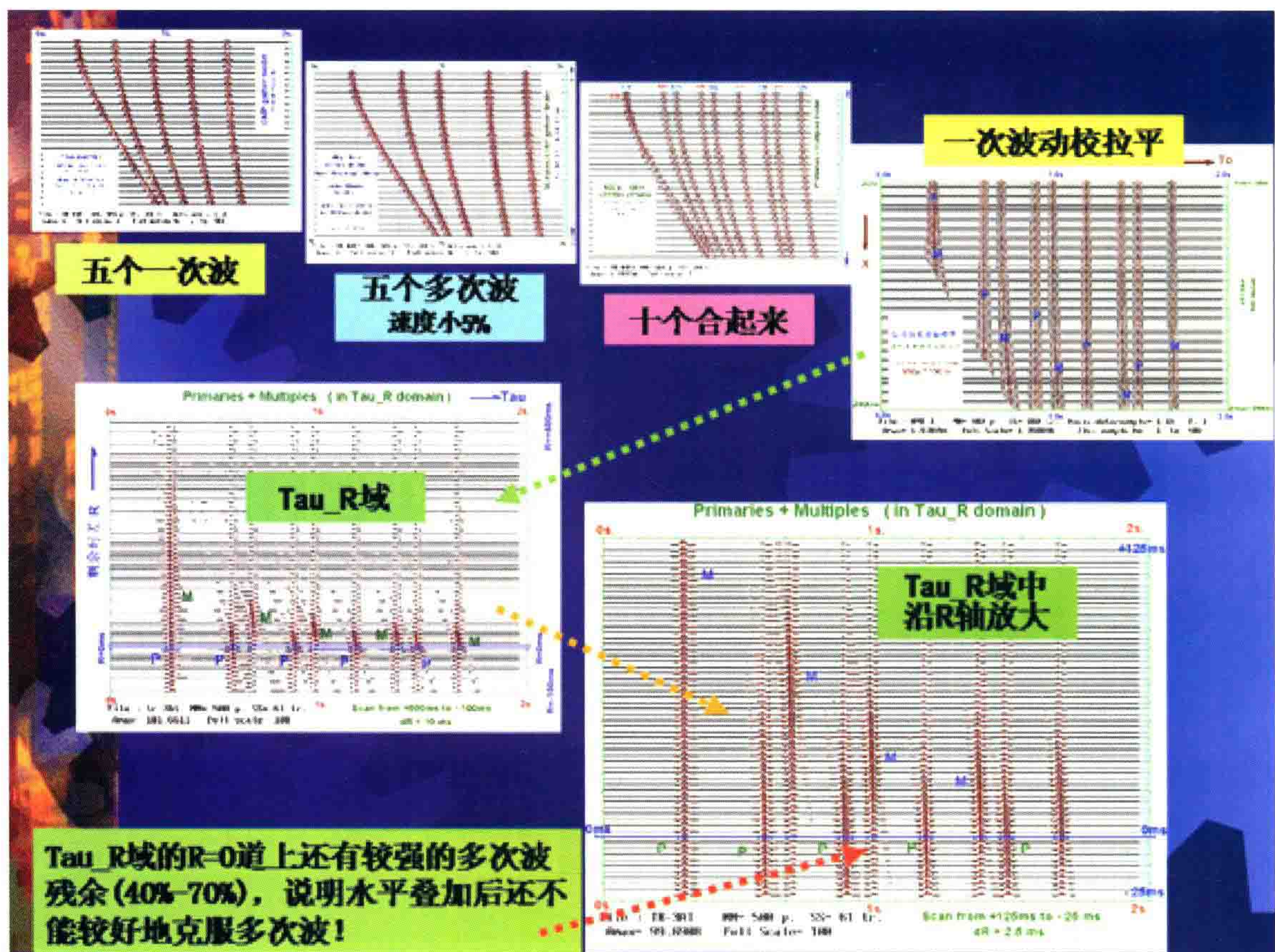


图7　理论模型分析(1)图a

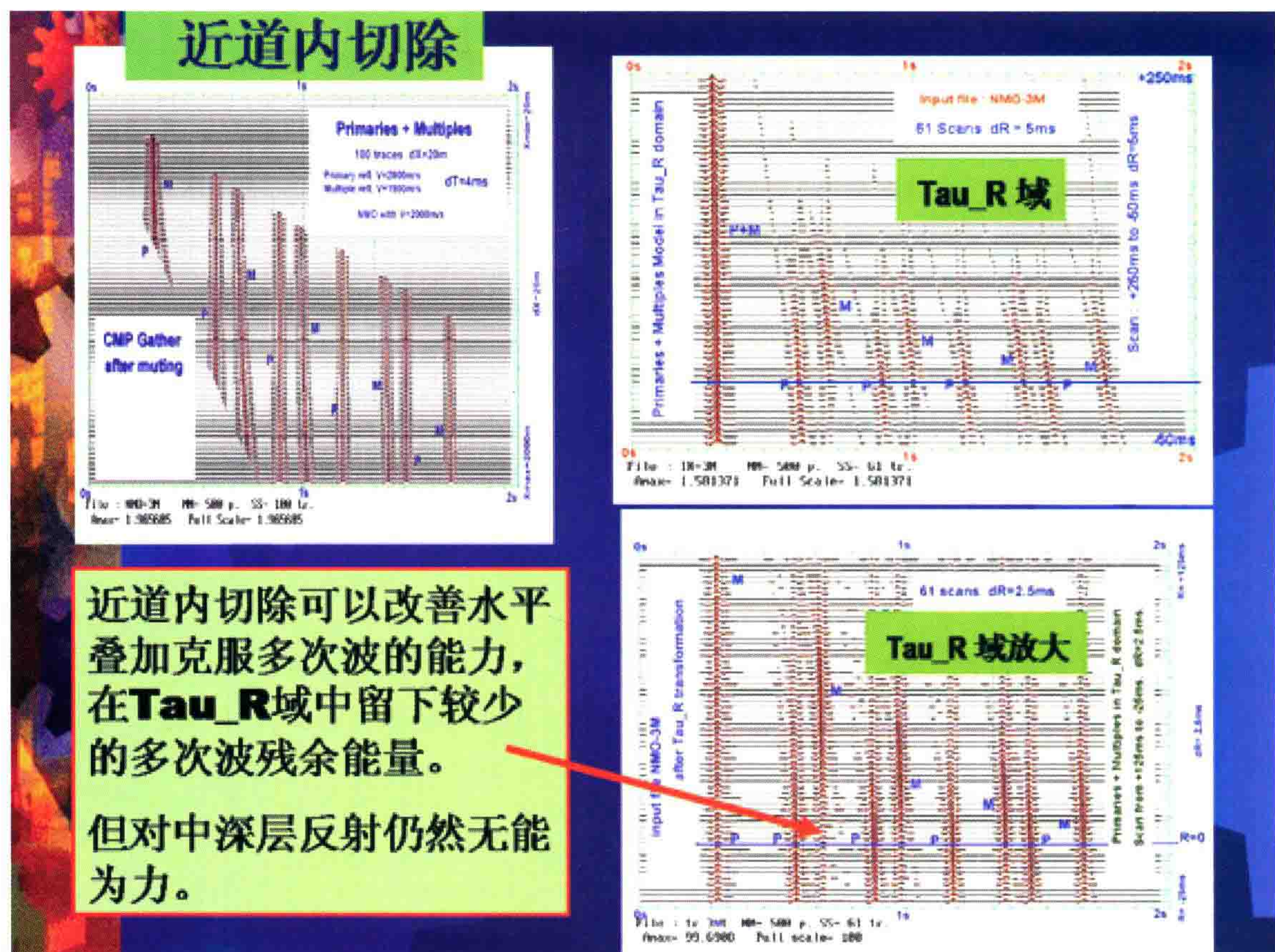


图8　理论模型分析(1)图b

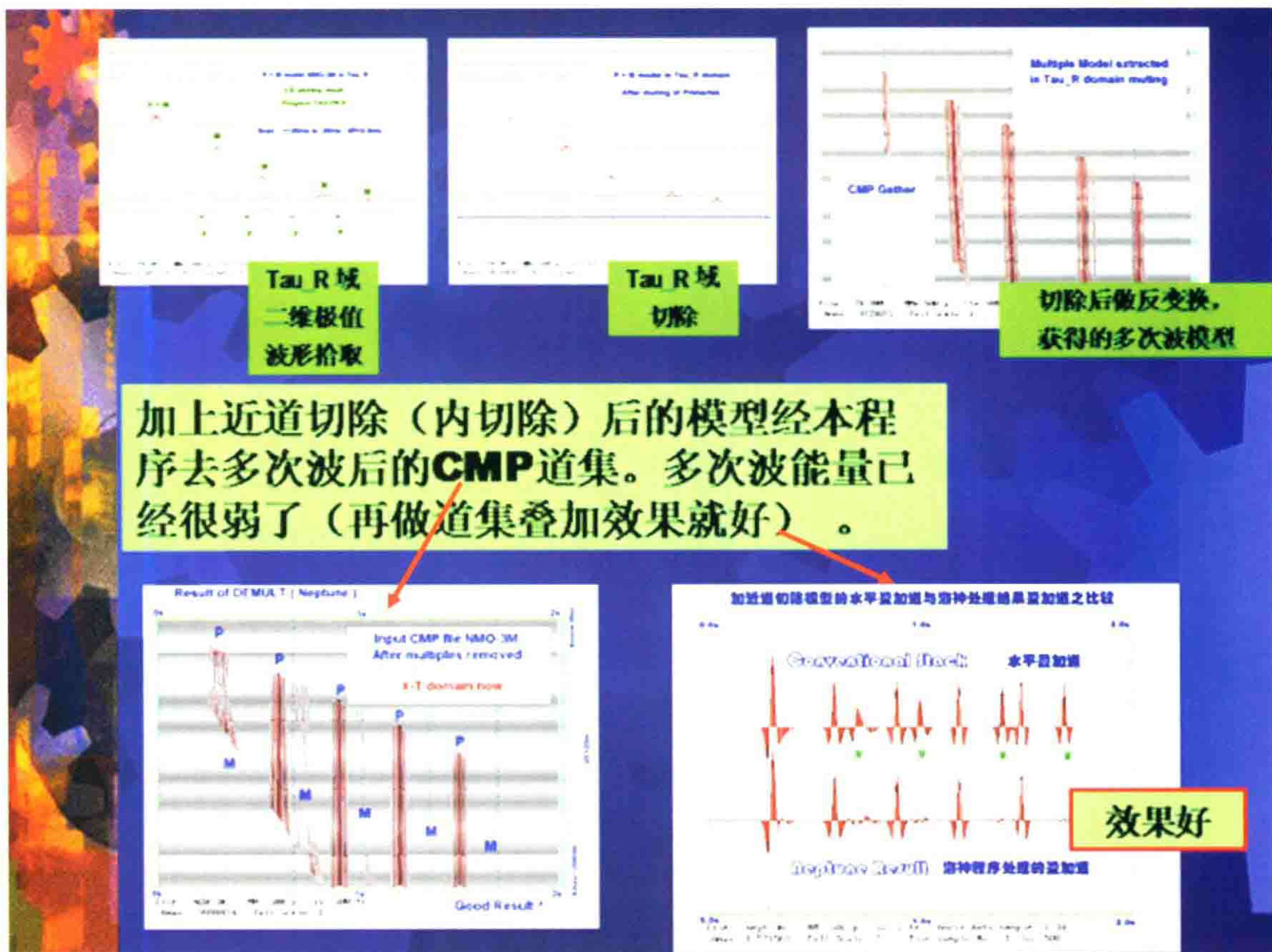


图 9 理论模型分析(1)图 c

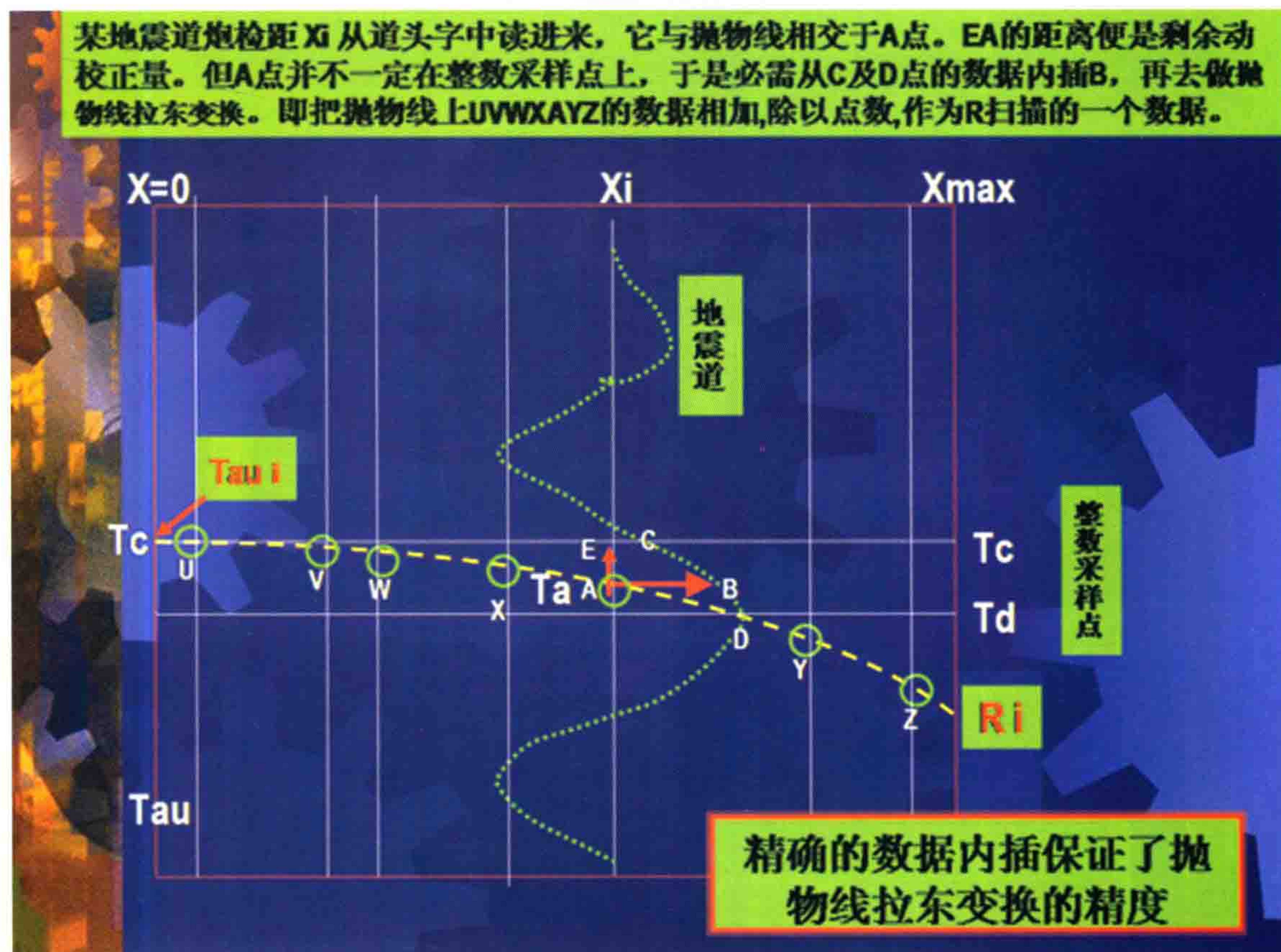


图 10 理论模型分析(1)图 d

本程序所有计算中采用了“样点数值内插”，保证了正、反变换的精度。

本抛物线拉东变换的反变换也考虑了实际的地震道炮检距，并且采用了精确的数据内插。

由于地震道炮检距 X_i 是从道头字中准确读进来，并且已经考虑了缺道及废道的情况，**所以本程序同时也适合于处理弯线，三维地震及不规则三维地震资料。**

搞清 Tau-R 域里一个反射波单元的独特形态对二维极值点的检测起到至关重要的问题。

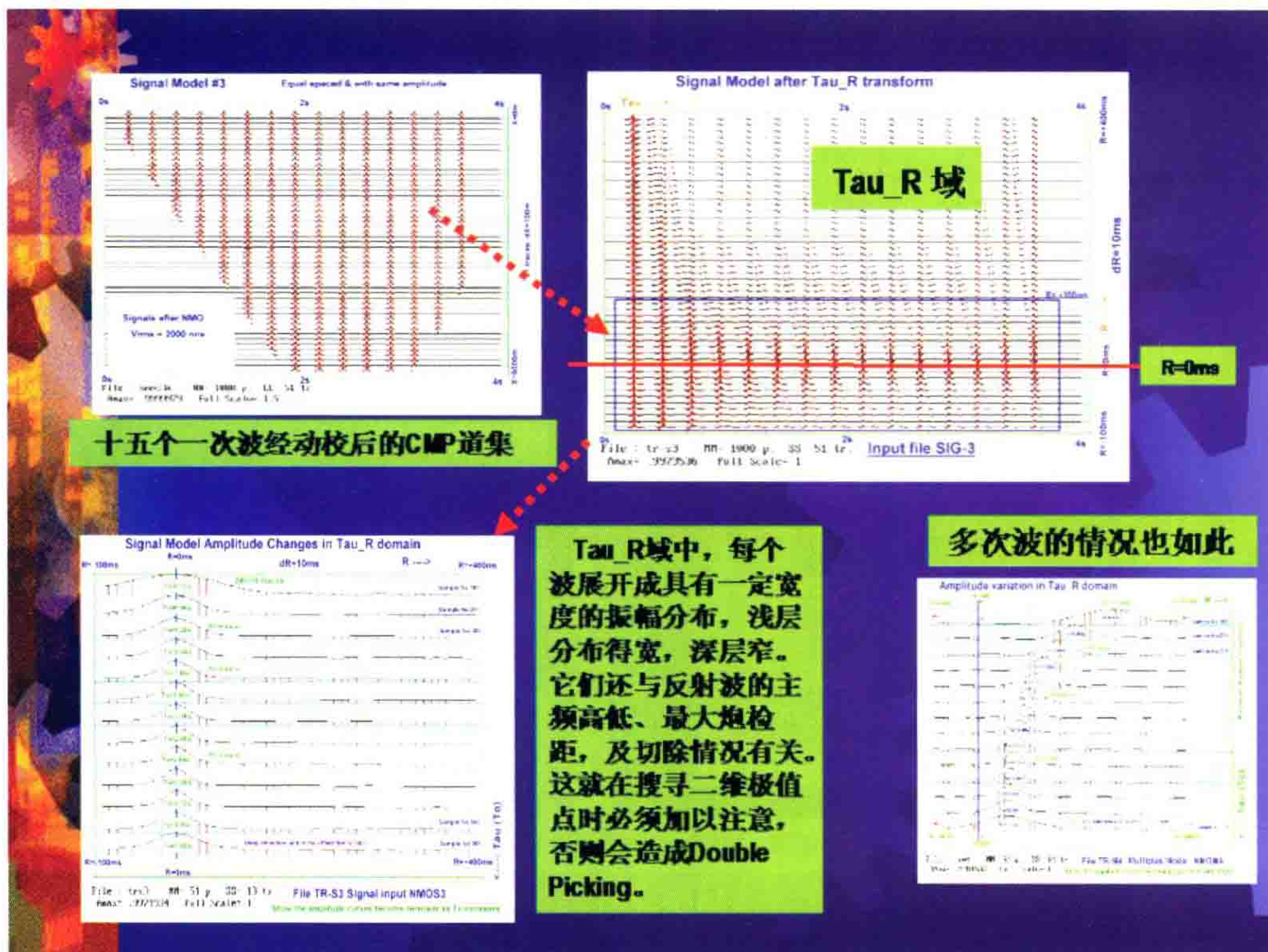


图 11　理论模型分析(1)图 e

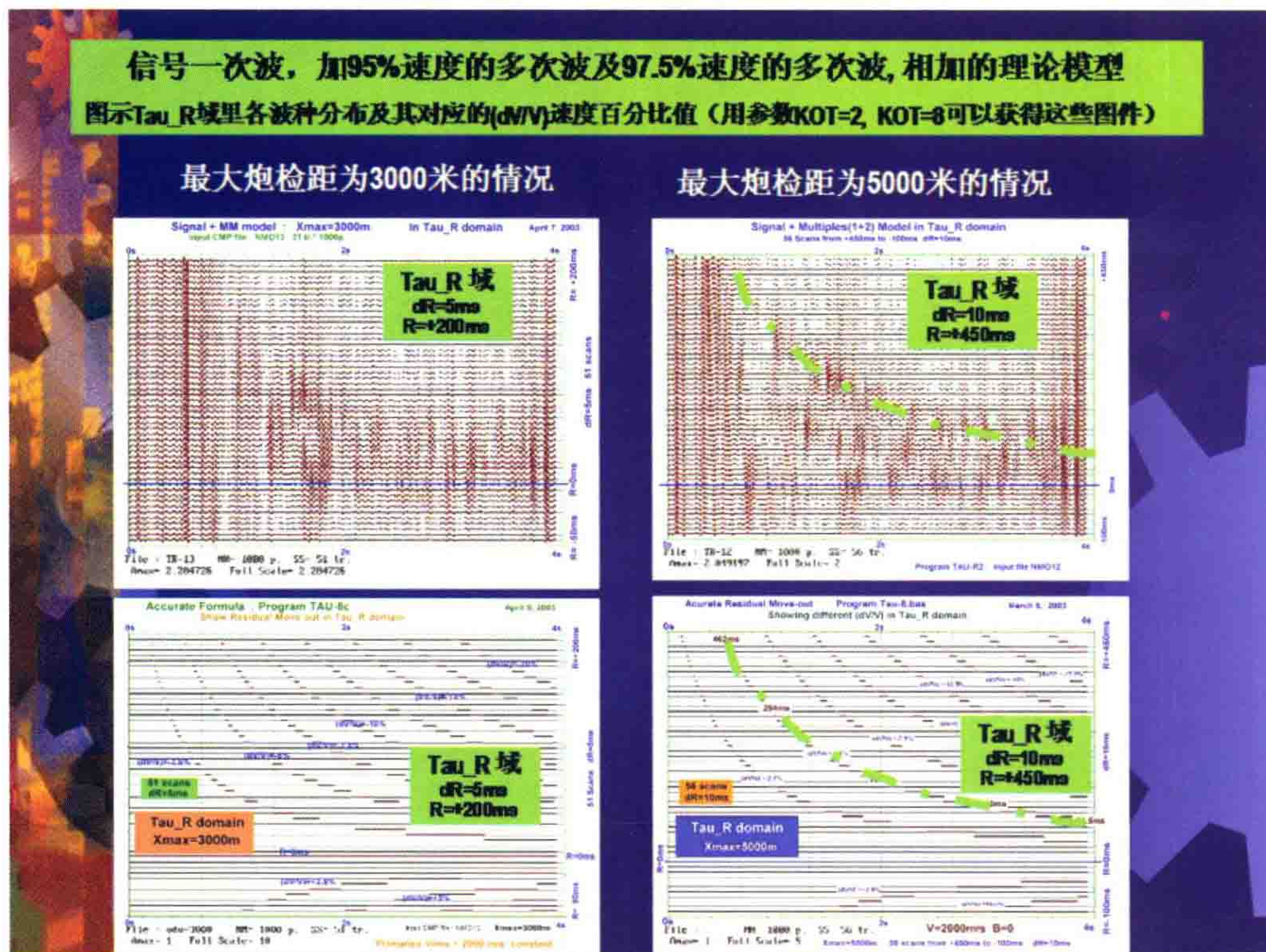


图 12　理论模型分析(1)图 f

图 12 为 Tau-R 域里各种波分布及其对应的(dV/V)速度百分比值图。

2. 一个模拟地层反射系数的理论模型

反射一次波的速度为 2000 m/s，多次波速度是 1950 m/s 及 1900 m/s，最大炮检距 X_{max} = 3000 m。多次波的剩余时差很小。该理论模型分析情况见图 13～16。

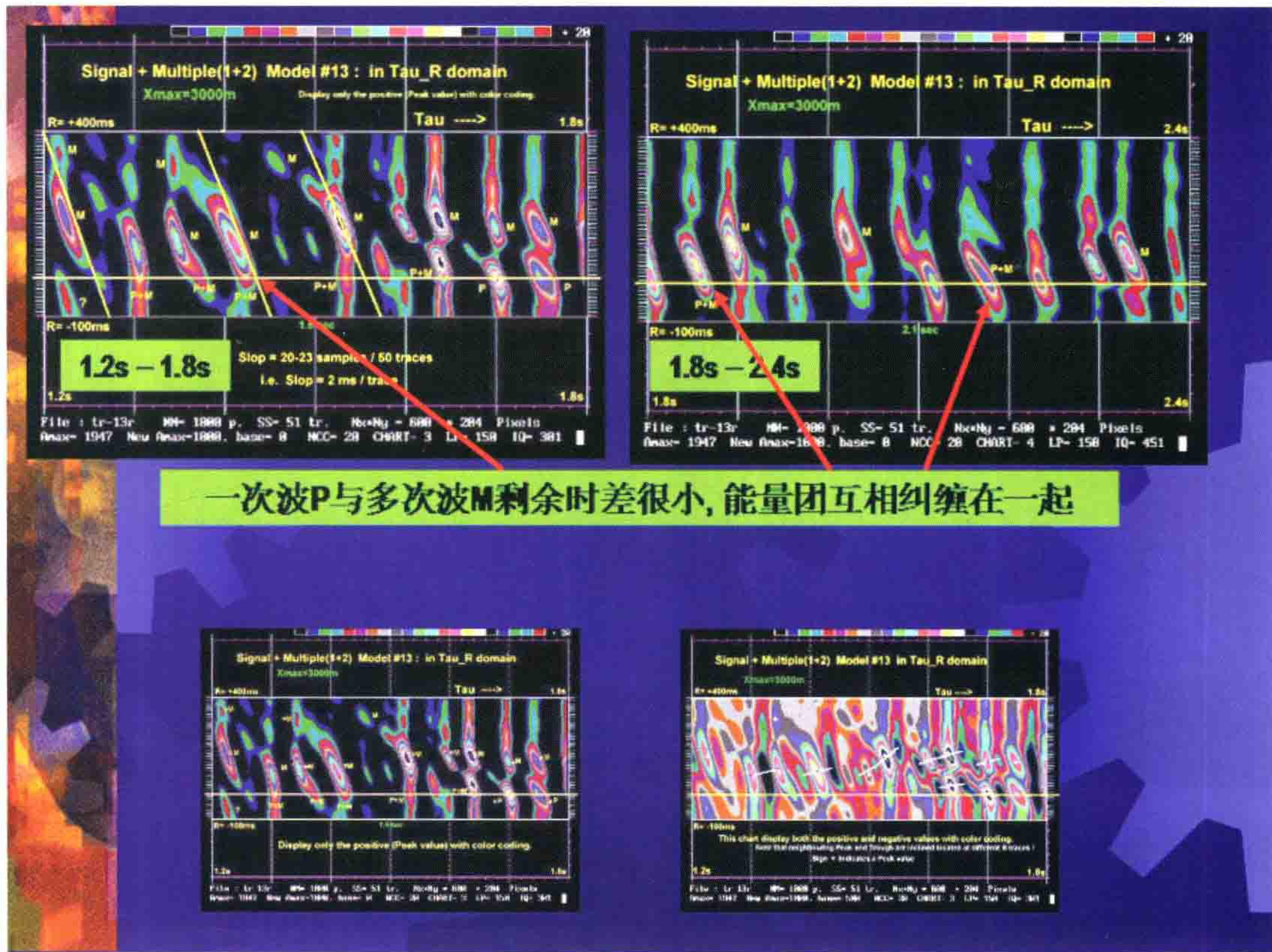


图 13 理论模型分析(2)图 a

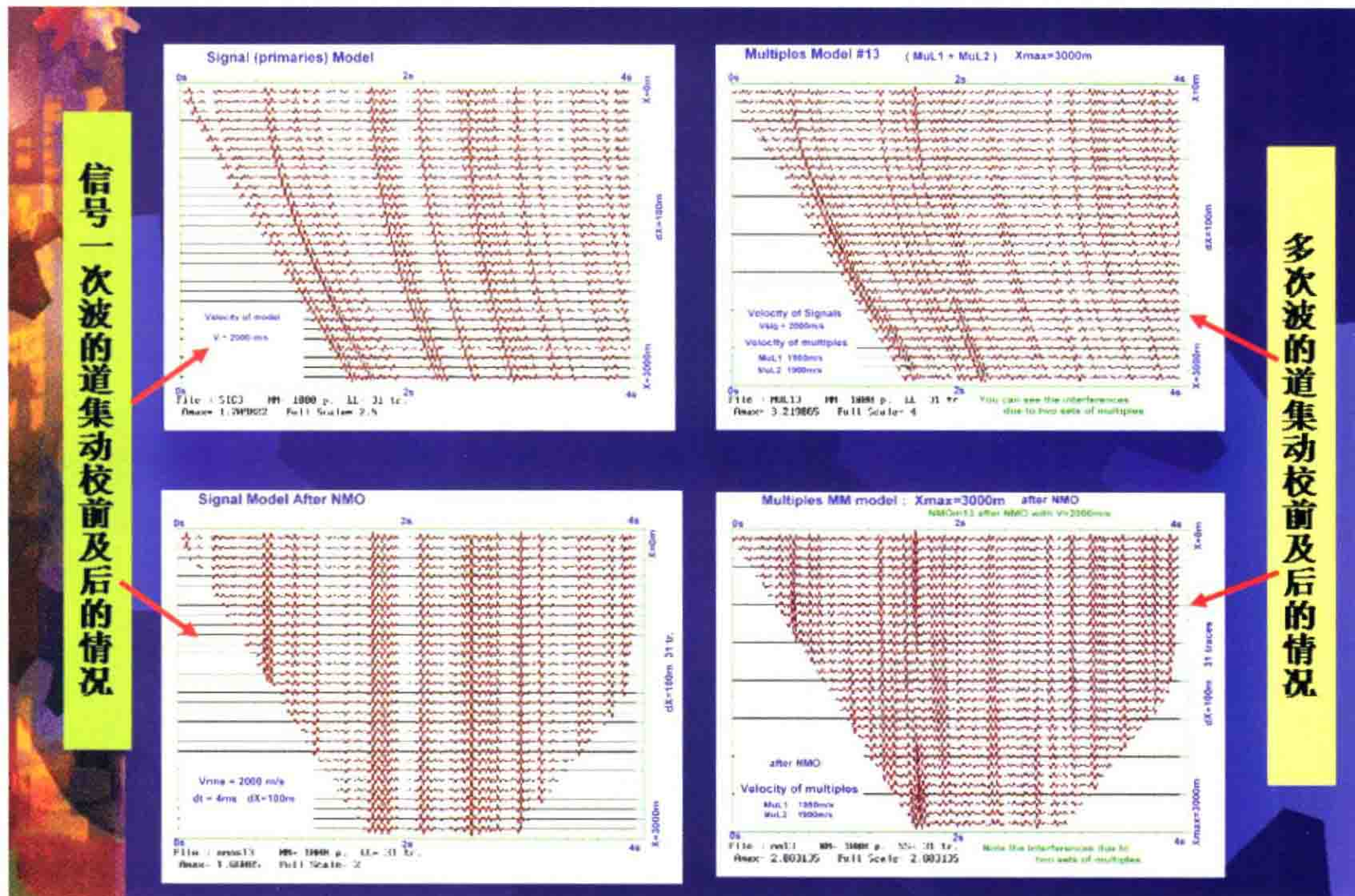


图 14 理论模型分析(2)图 b

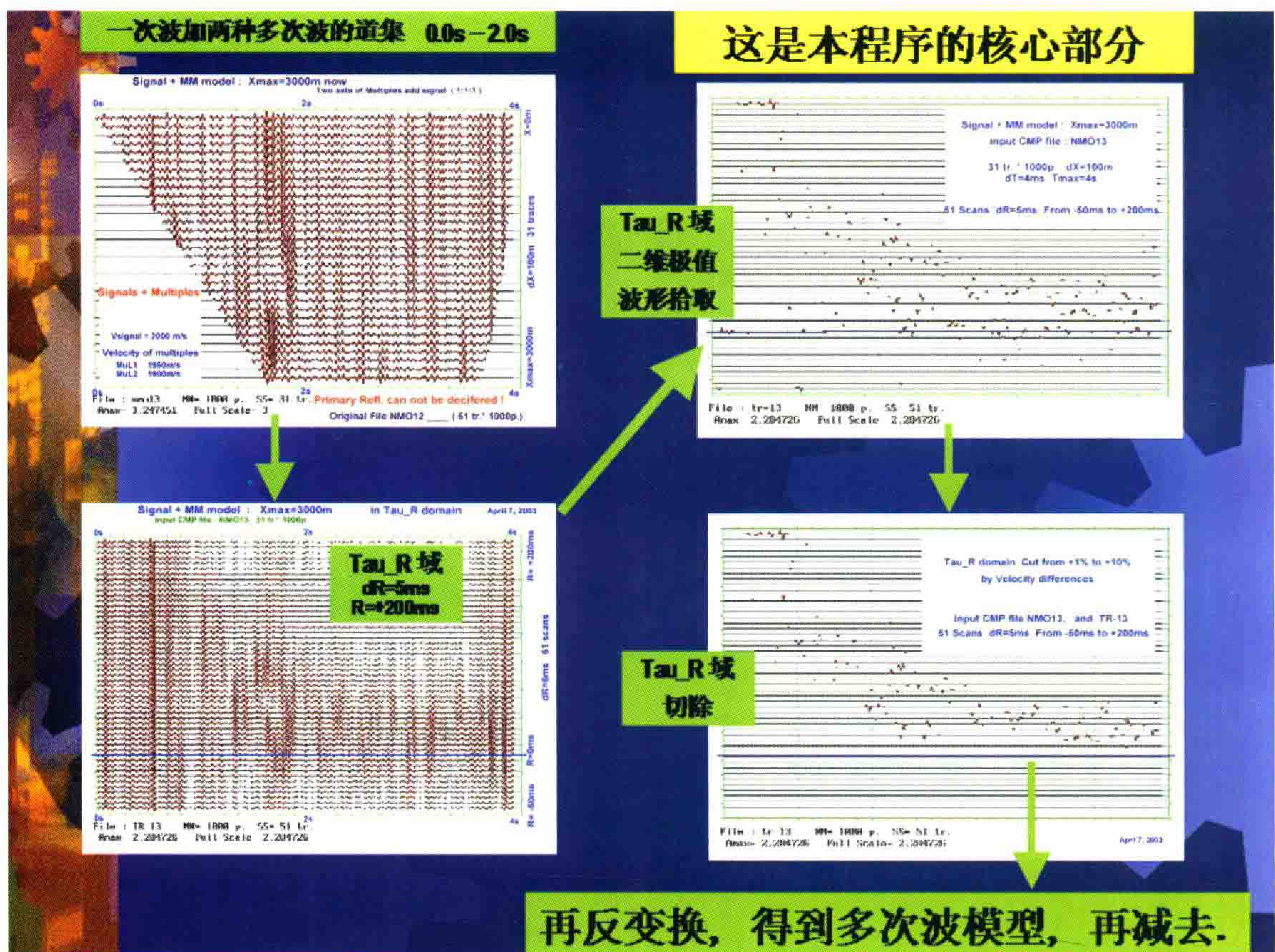


图 15 理论模型分析(2)图 c

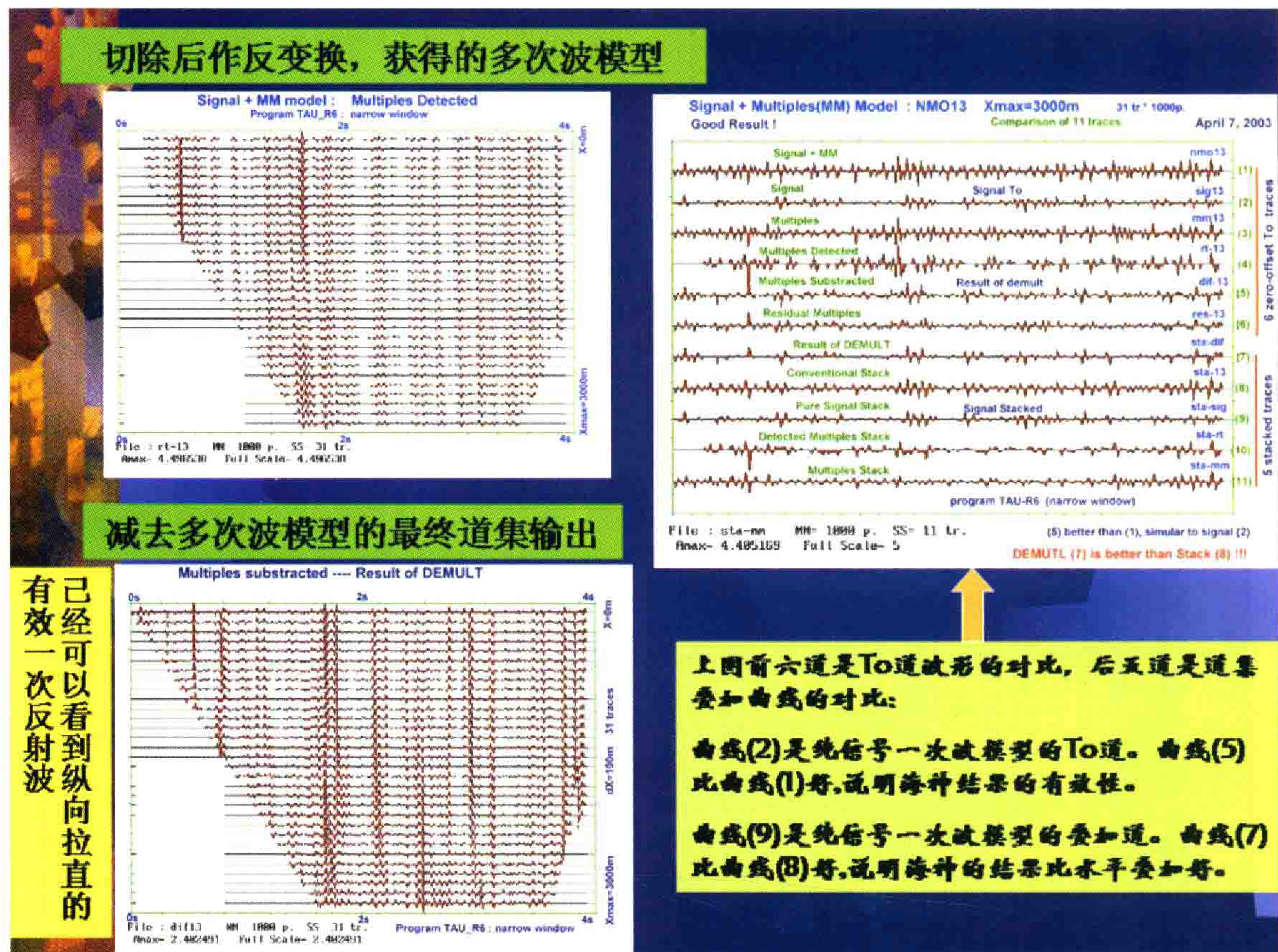


图 16 理论模型分析(2)图 d

3. Tau-R 变换的抗噪能力(图 17)

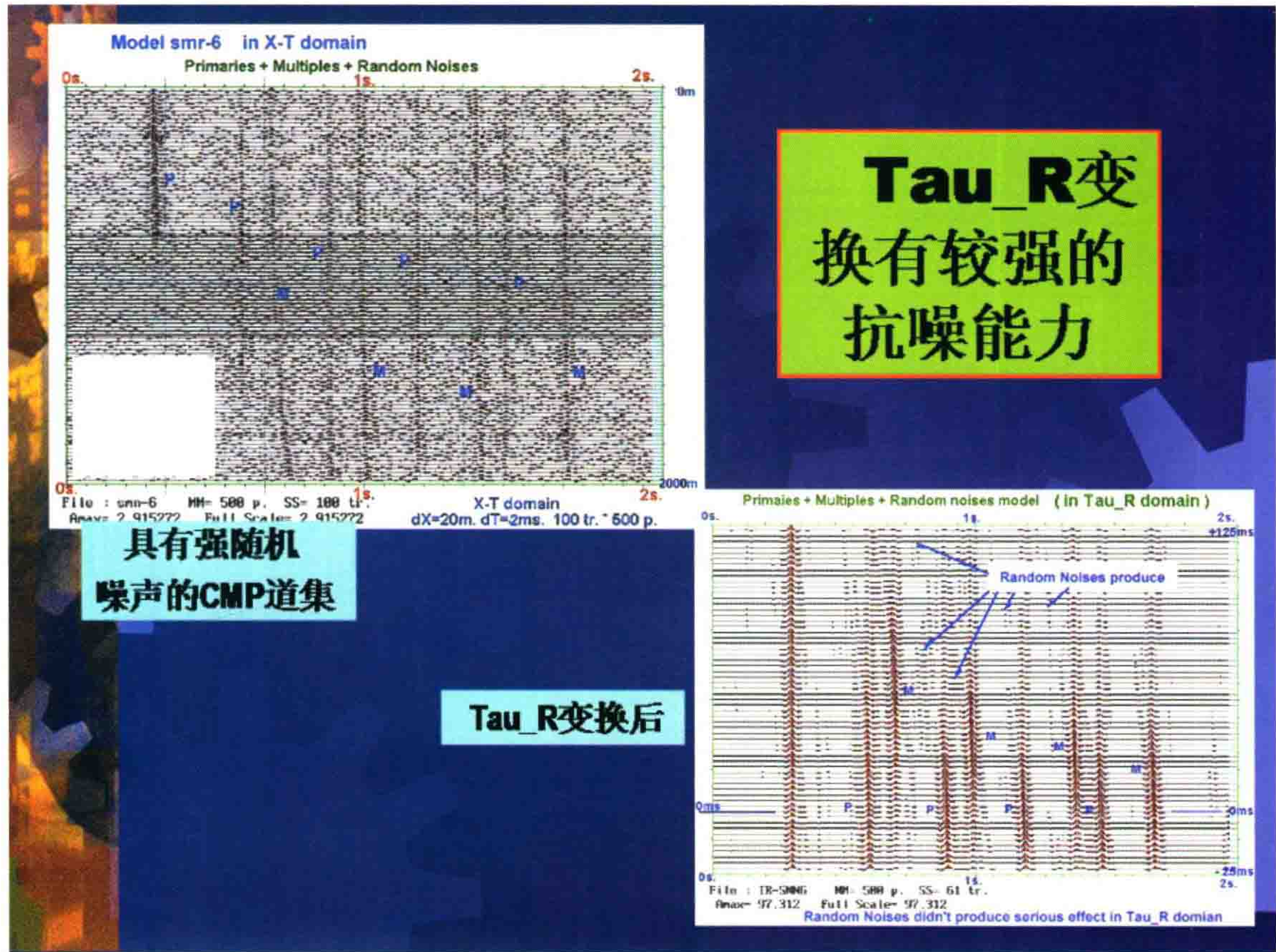


图 17 Tau-R 变换的抗噪能力分析图件

4. 软件的多次波与一次波判别能力分析(图 18~21)

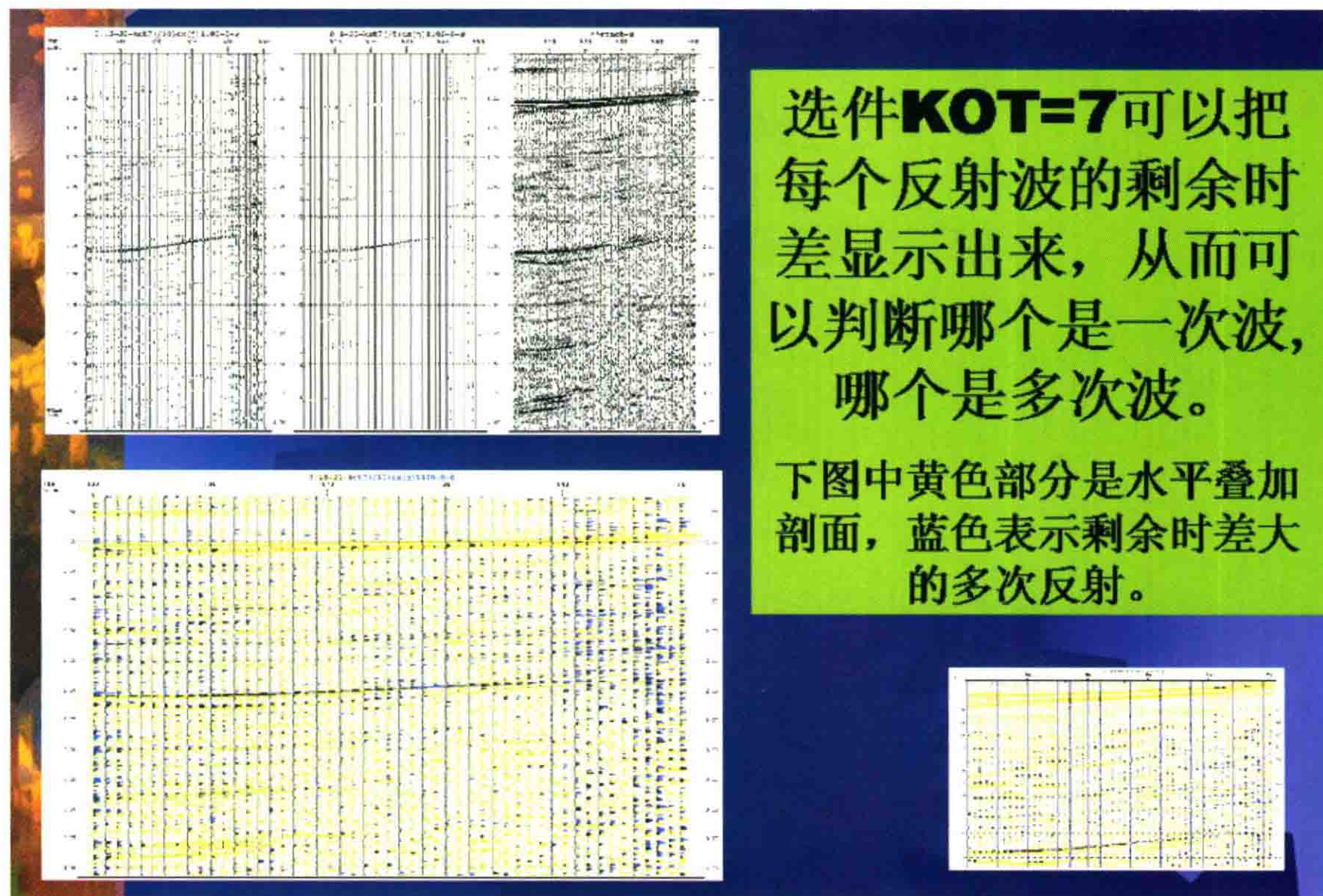


图 18 通过选件可以显示剩余时差，以此来判断多次波与一次波

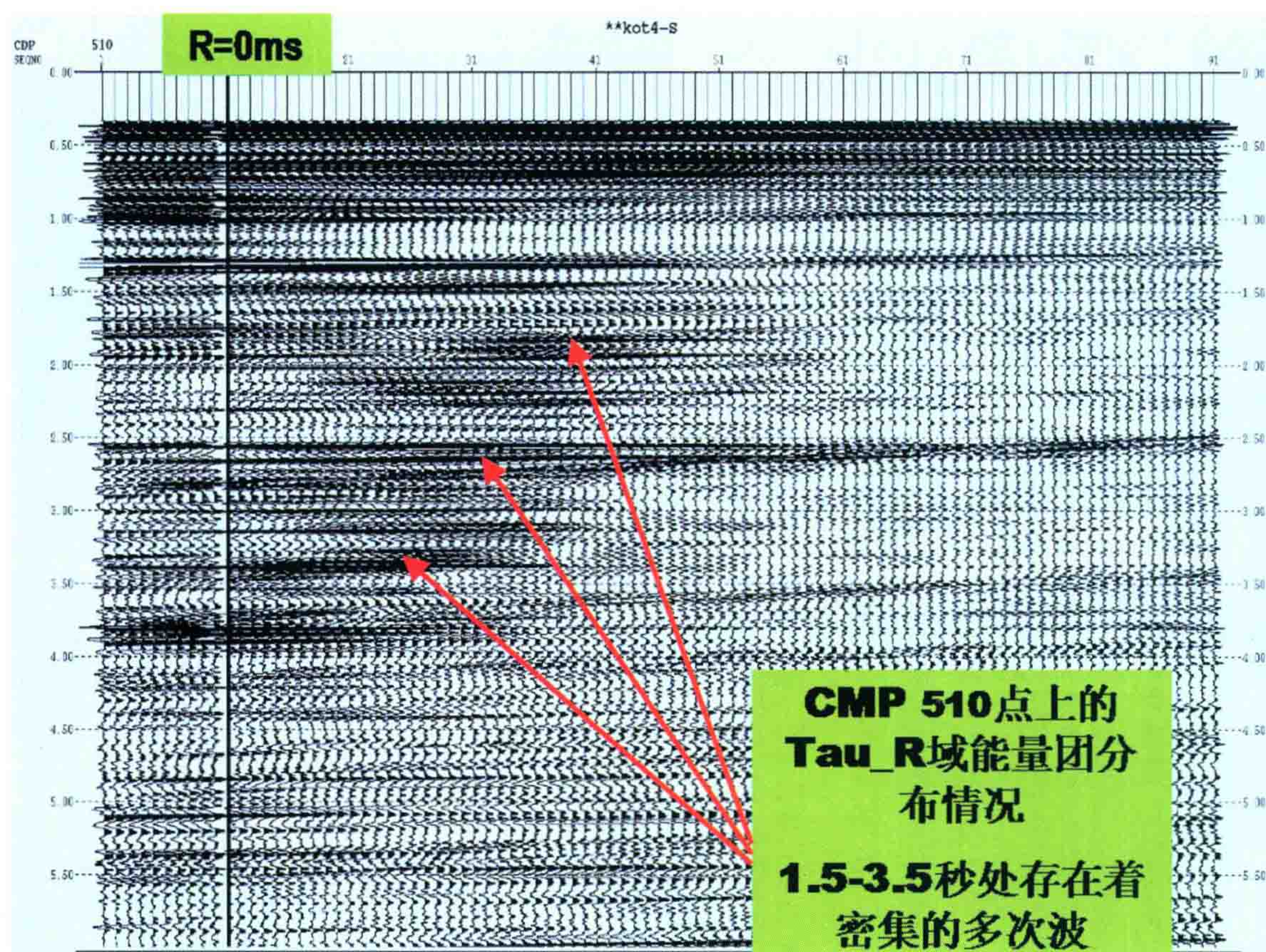


图 19 根据 Tau-R 域能量团分布情况判断多次波

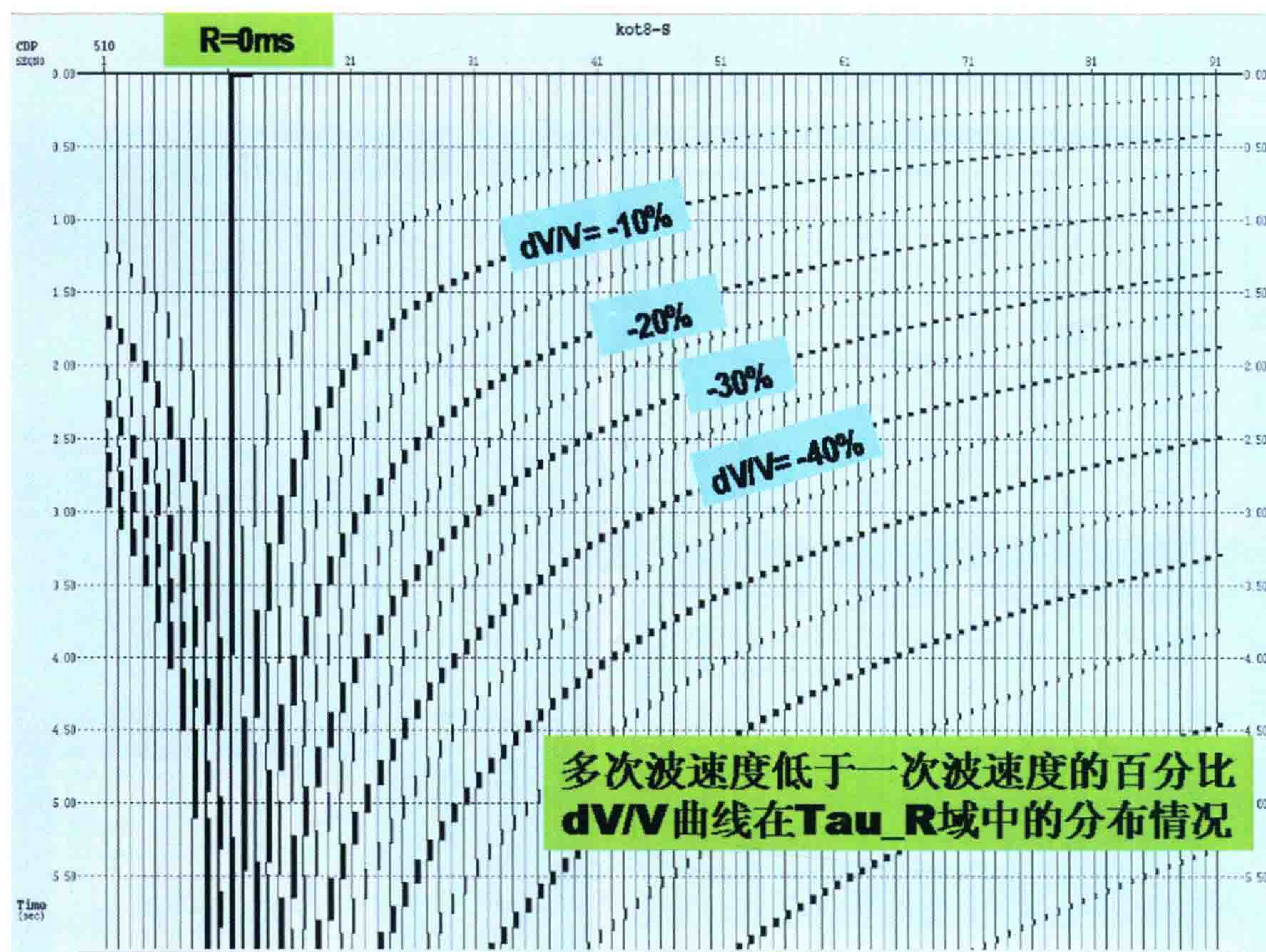


图 20 多次波速度低于一次波速度的百分比 dV/V 曲线在 Tau-R 域中的分布情况

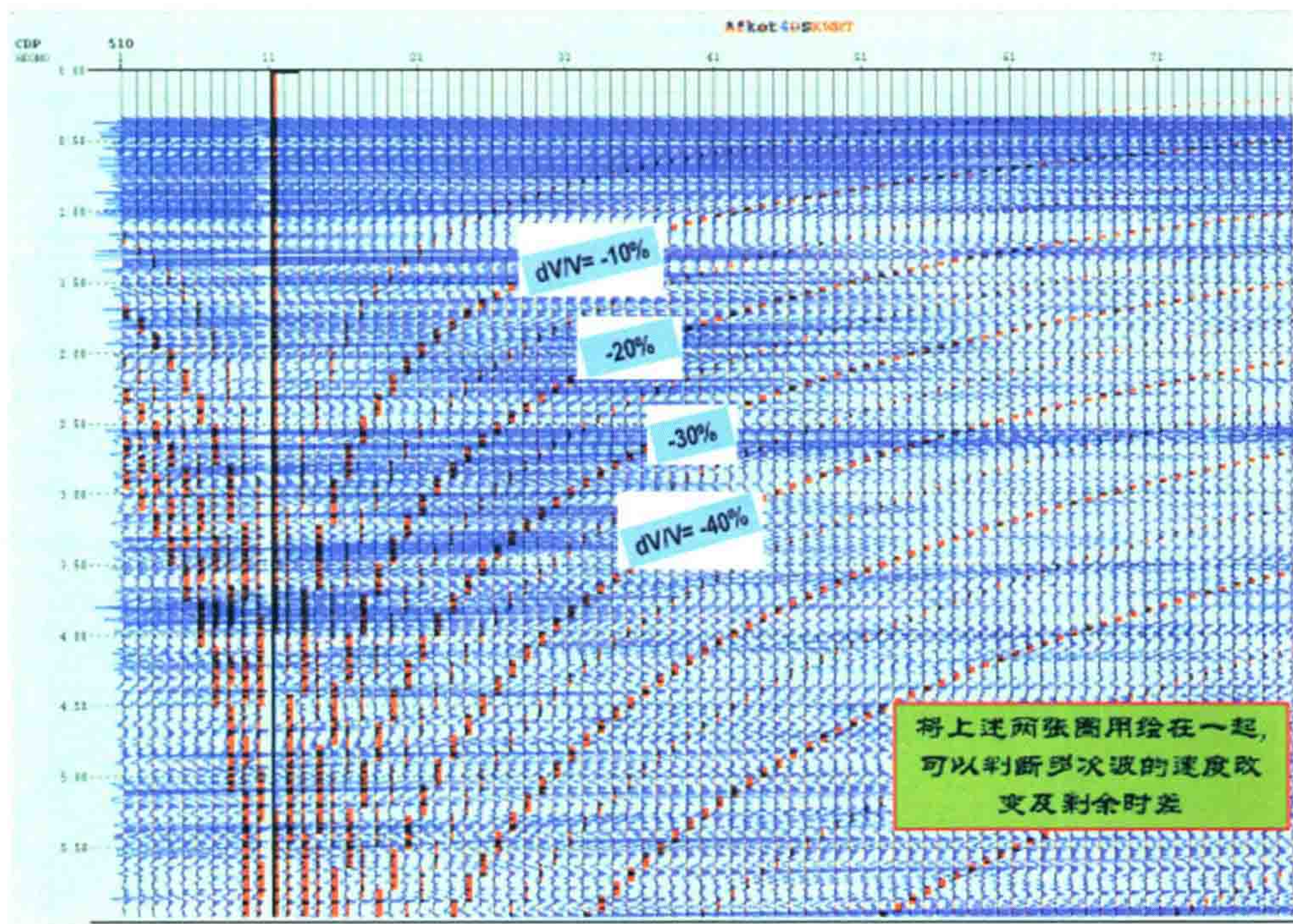


图 21 把两图叠绘在一起判断多次波的速度改变及剩余时差

七、程序试验结果

1. 北黄海海上地震 NY-N6 测线资料处理克服多次波 Neptune 程序试验结果

该测线存在严重的多次反射，地下构造不清楚。

主要困难：野外最大炮检距仅有 1860 m，剩余时差很小。

图 22 是 NY-N6 测线的原始水平叠加剖面。由于多次波的干涉，剖面中部椭圆形范围内一片模糊。

处理中先用预测反褶积压制短周期多次鸣震，再用 Neptune（海神）程序压制多次波（图 23）。最后又通过速度谱证明最终剖面上的反射强波是有效的一次波（图 24）。

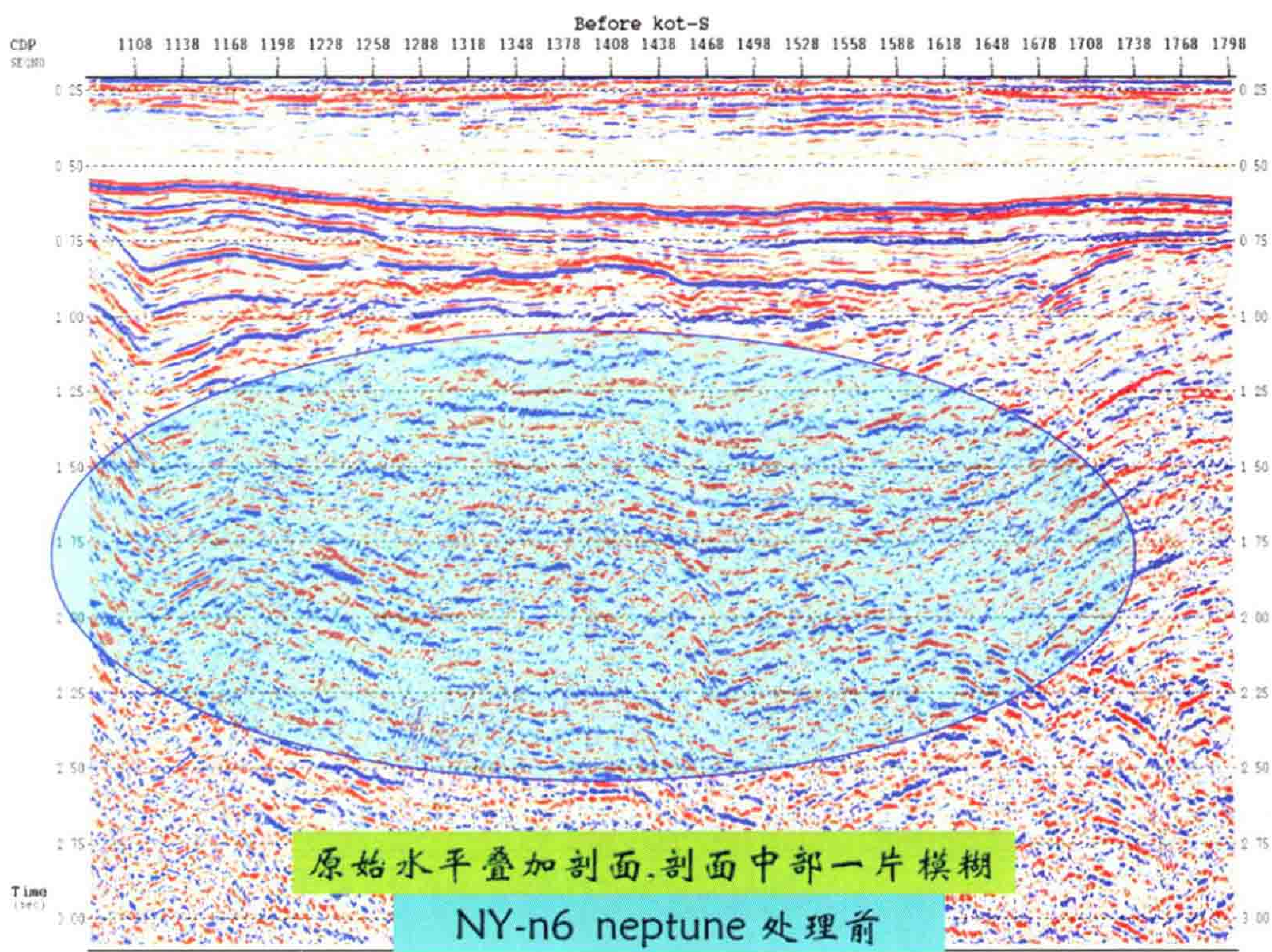


图 22 北黄海海上地震 NY-N6 测线原始水平叠加剖面

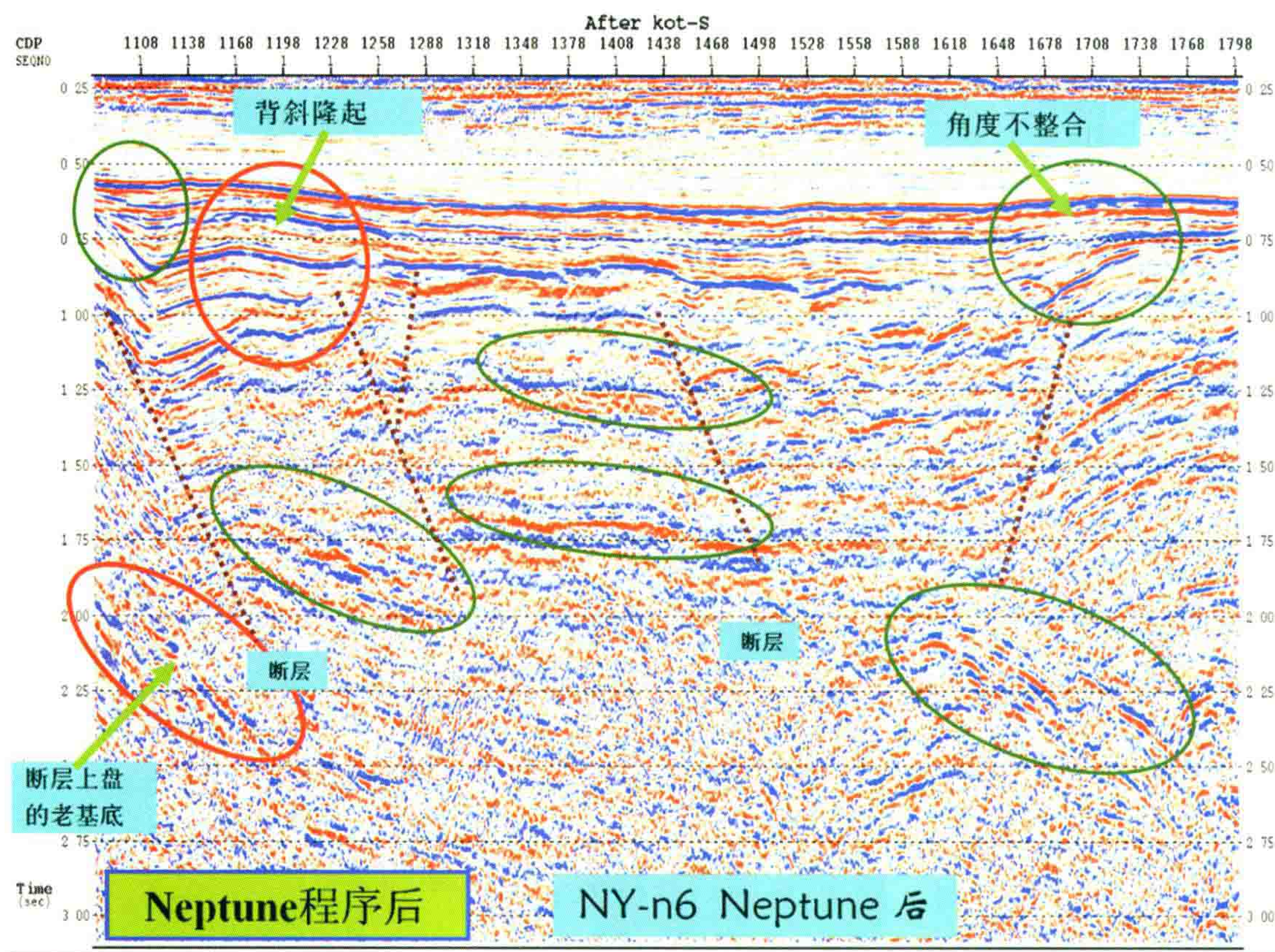


图 23 北黄海海上地震 NY-N6 测线经 Neptune 程序处理后的剖面

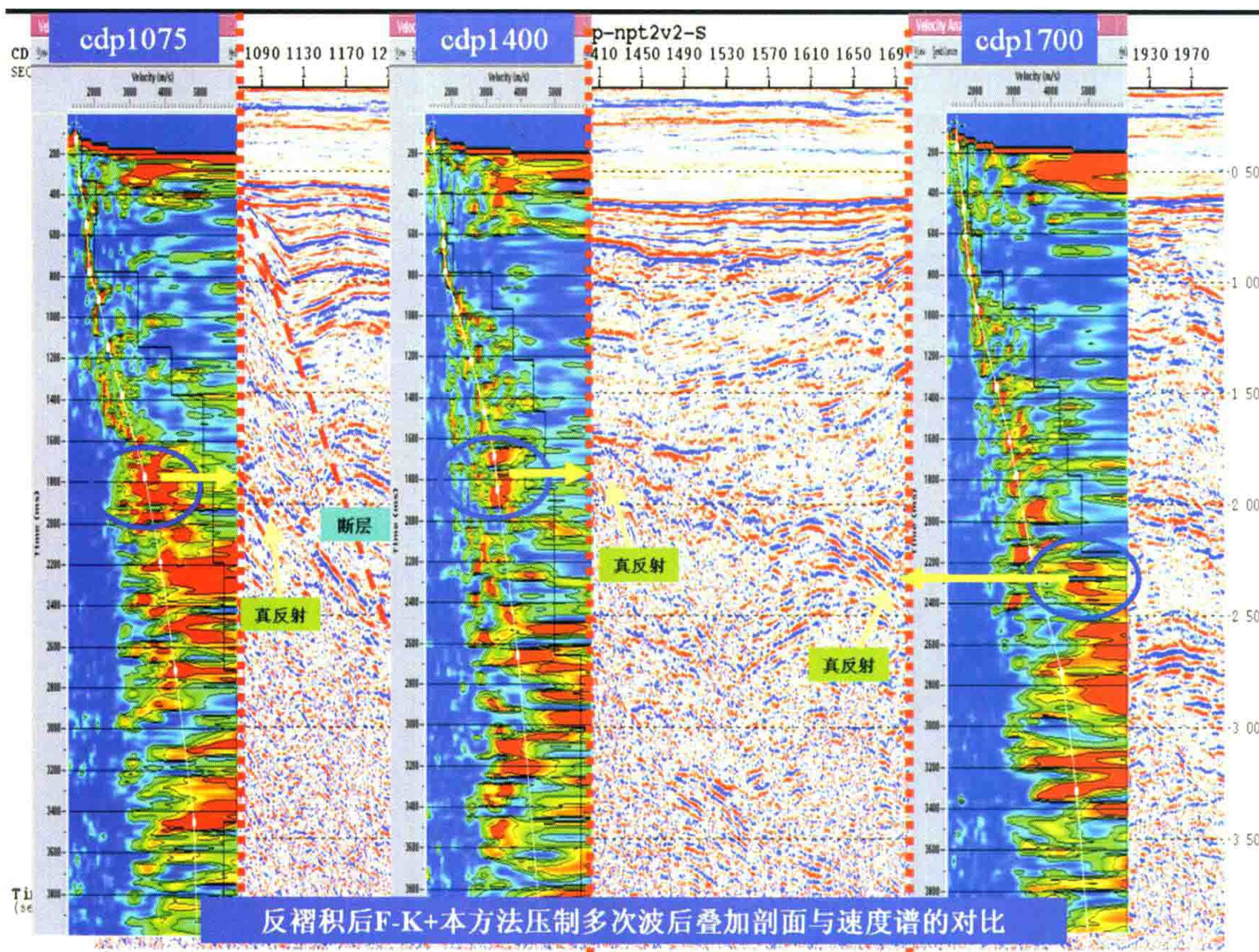


图 24 NY-N6 测线压制多次波后的叠加剖面与速度谱

2. 林樊家 528.5 测线测试 NEPTUNE27

测试结果对比参考图 25～28。

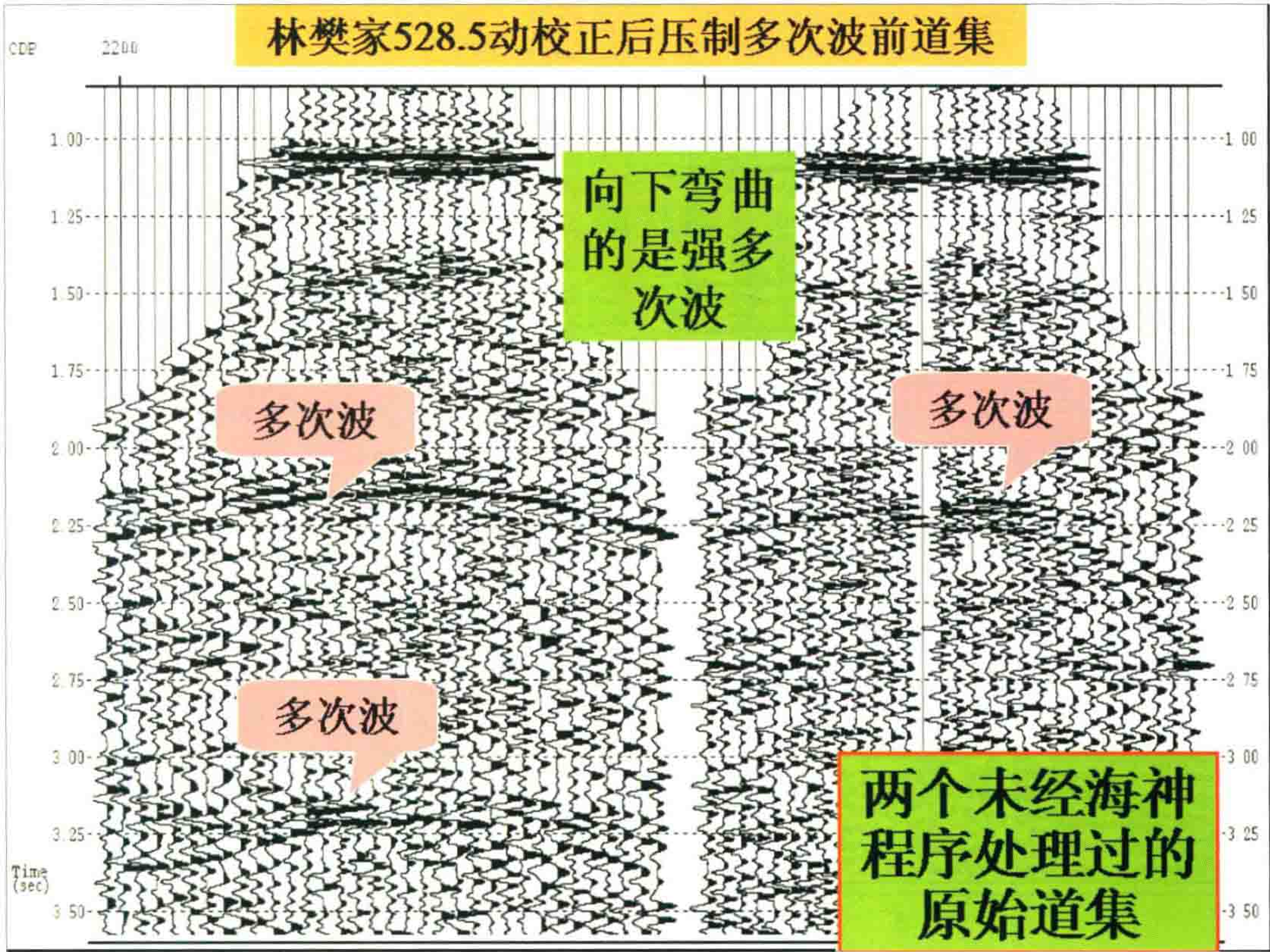


图 25　林樊家 528.5 动校正后压制多次波前道集

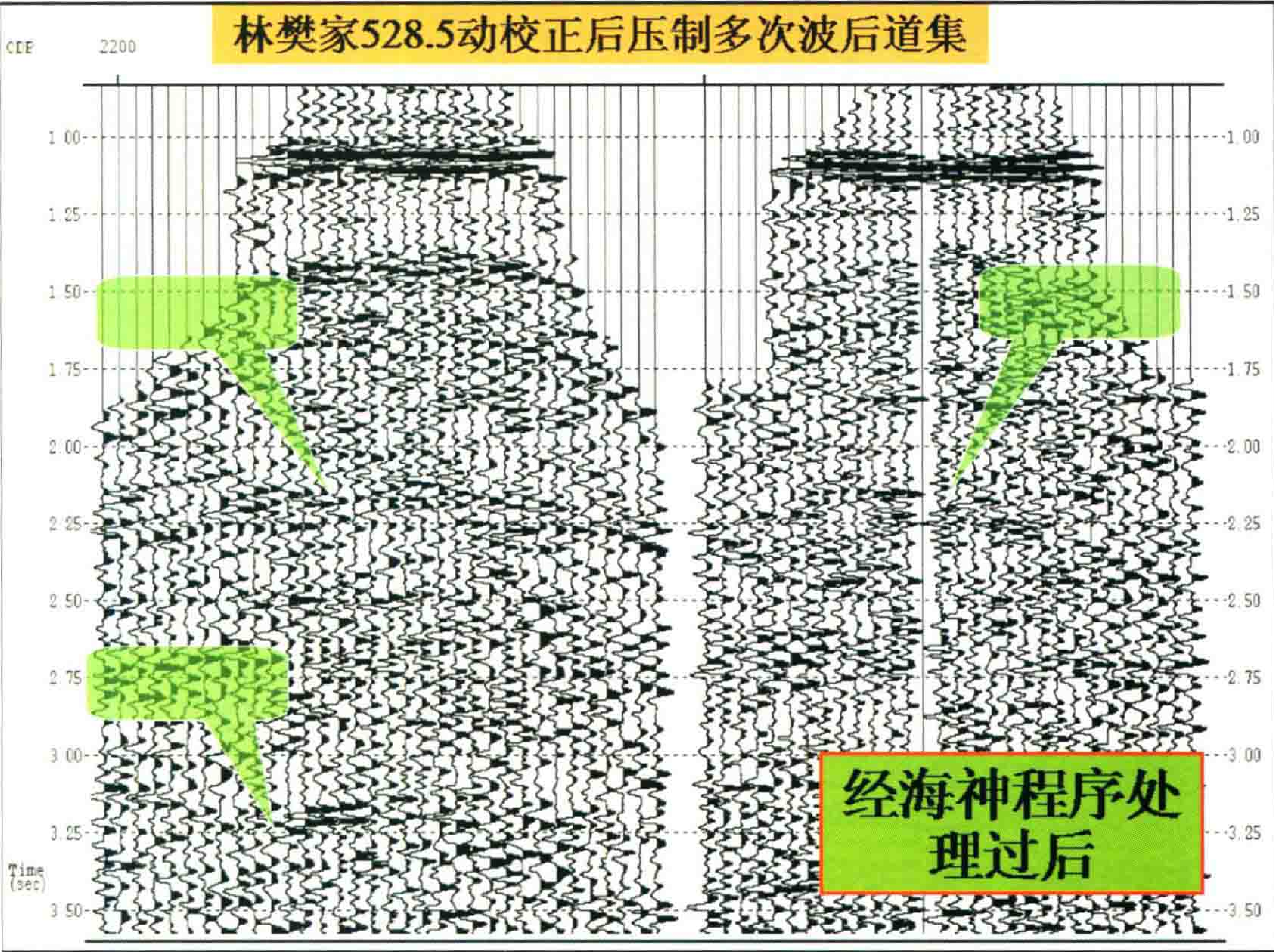


图 26　林樊家 528.5 动校正后压制多次波后道集

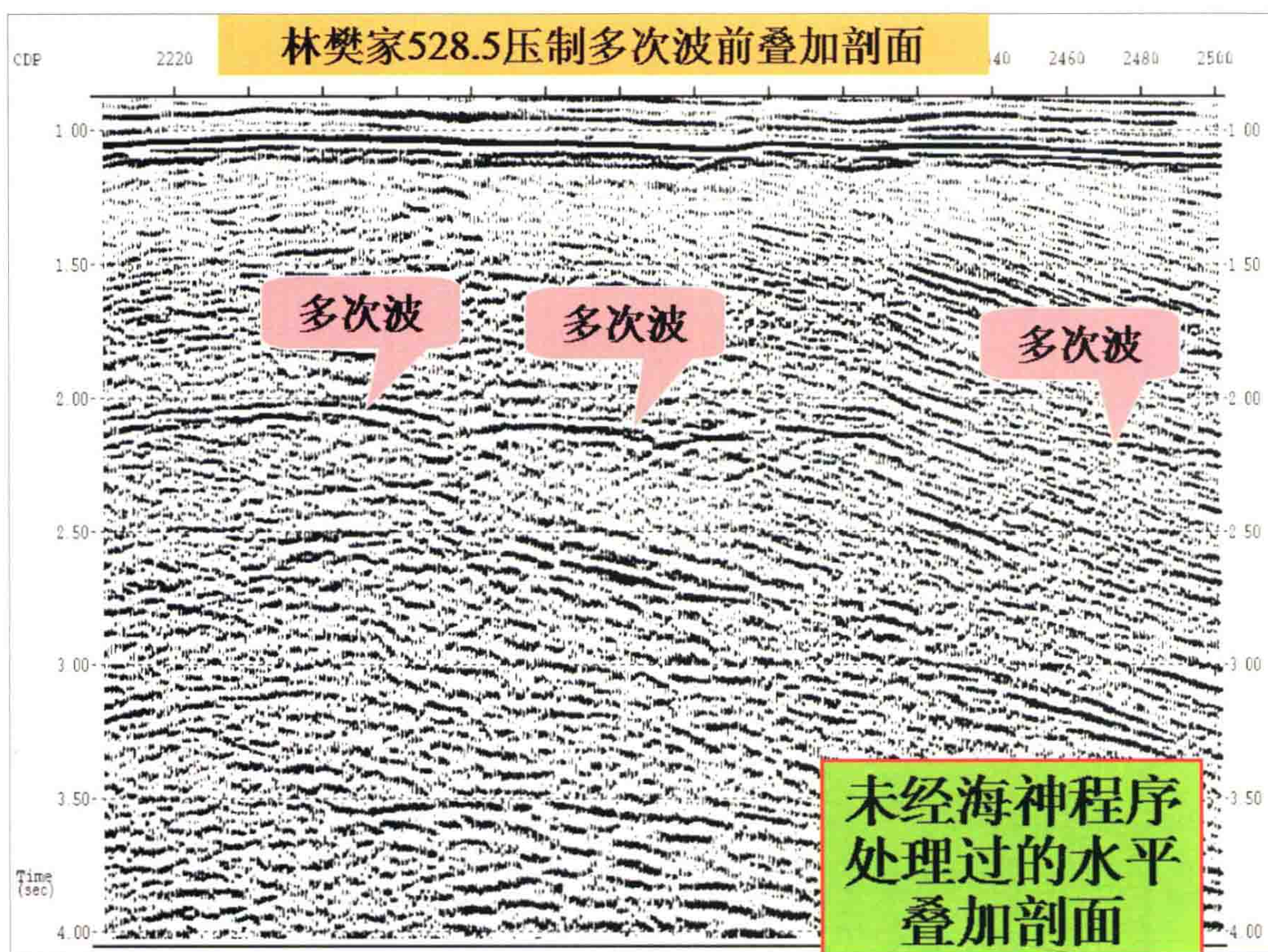


图 27　林樊家 528.5 压制多次波前叠加剖面

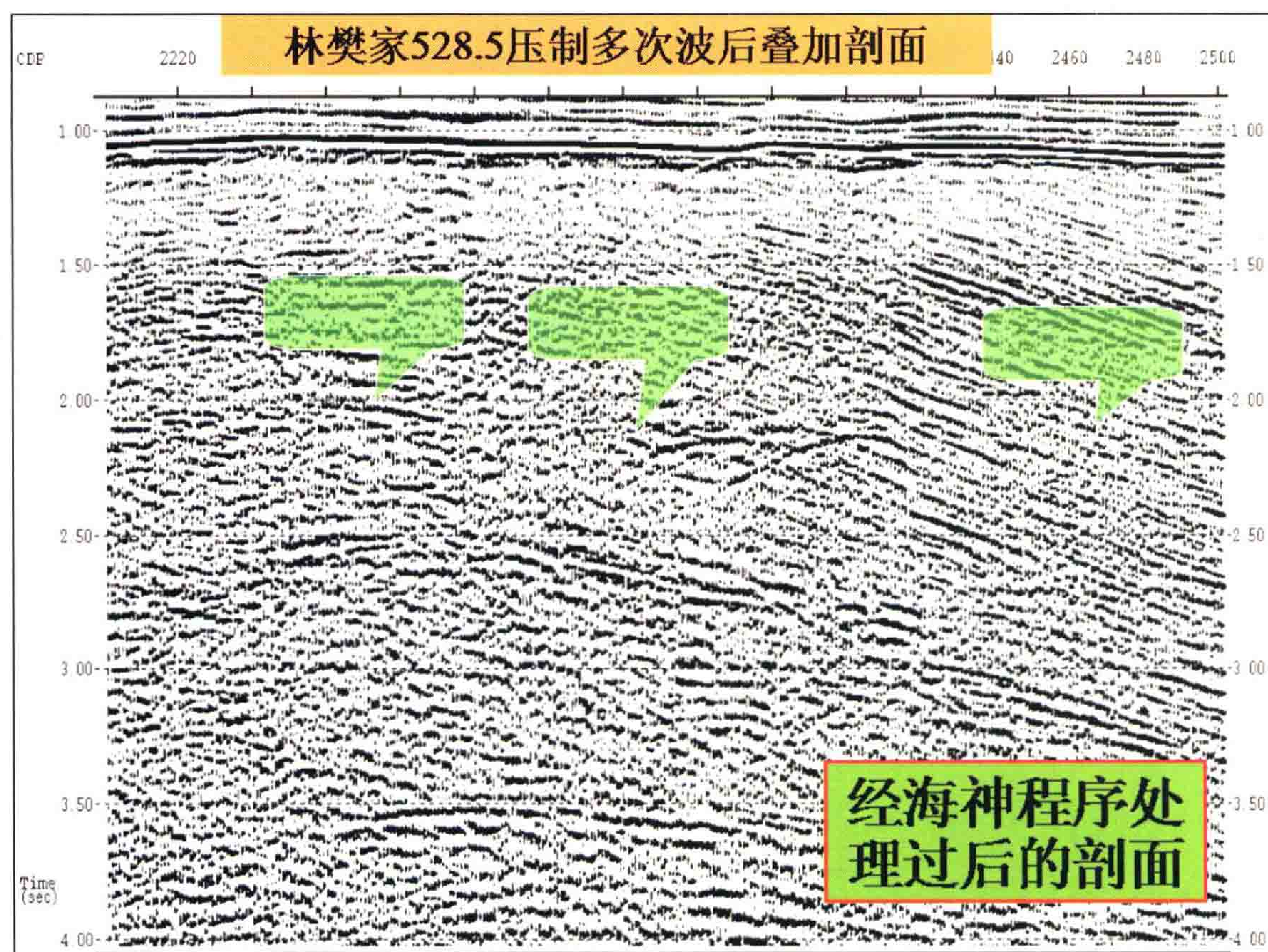


图 28　林樊家 528.5 压制多次波后叠加剖面

八、Neptune 程序的流程及处理中的注意事项

图 29 所示的为 Neptune 程序的流程图。

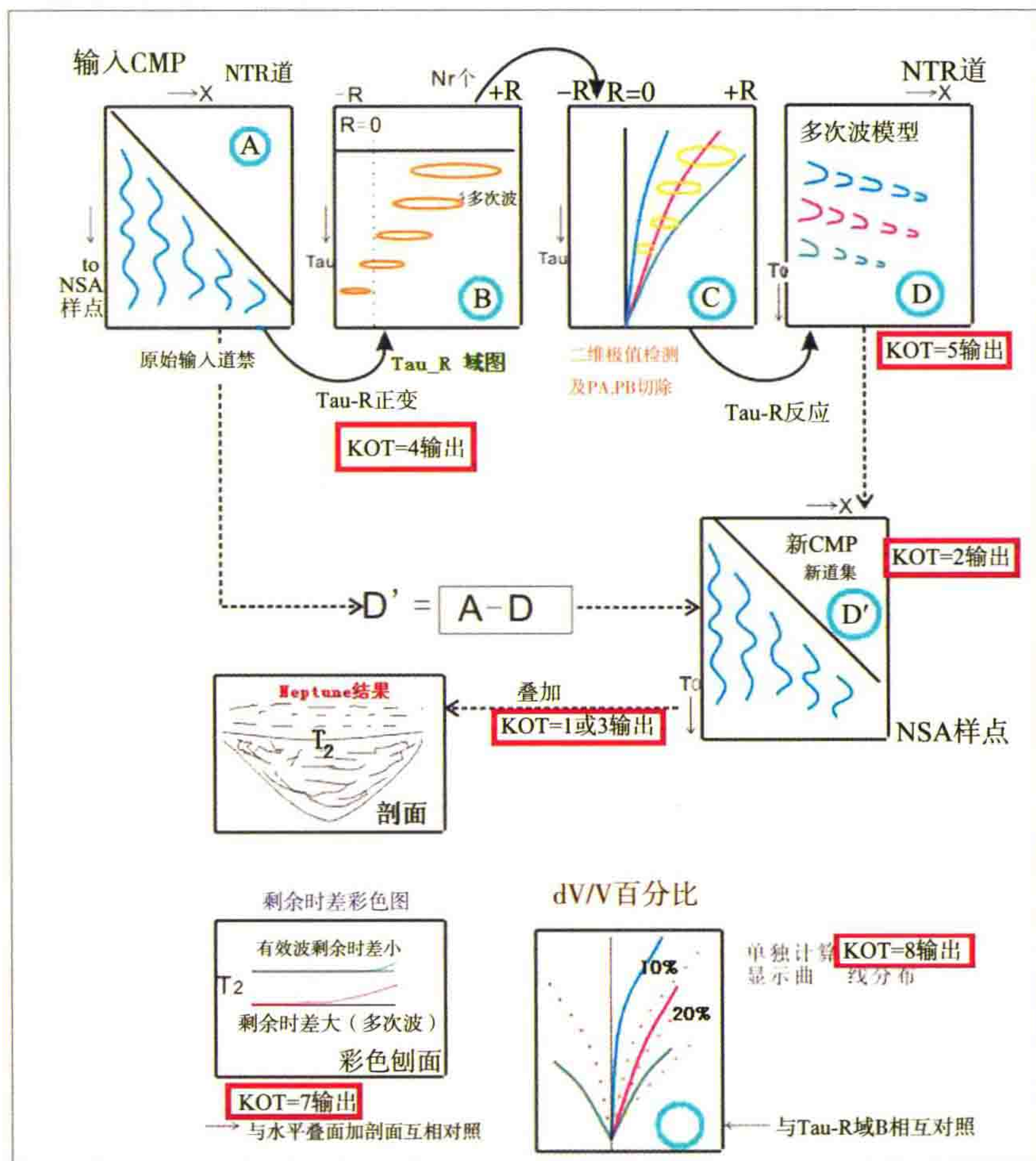


图 29　Neptune 程序的流程图

关键是要取准一次波速度，把剩余时差小的多次波能量从 $R=0$ 处拔出来。

Neptune 的效果好坏取决于处理人员的细心。粗心人的效果和水平叠加没啥差别！

Neptune 之前要做好预测反褶积。它可以解决时间域短周期多次波的问题，而 Neptune 可以克服空间域剩余时差较小的多次波，两者互相补充。

在黄海隆起区，纵波折射、转换横波折射、各种形式的多次反射-折射波十分发育，常使预测反褶积不能发挥应有的作用，此时只能用 F-K 域的小时窗范围做折射波切除。此时，注意尽量使折射波区外的有效波不受影响。

Neptune 使用注意点：

对于南北黄海海域，多次波很强而一次波很弱的情况，一次波的速度很难确定。此时可采用逐步迭代方法：

（1）即先用 Neptune 较保守的 Tau-P 域切除，将明显的低速强多次波先压掉，保留其 CMP 道集。然后重做速度谱，并且再显示一条叠加剖面，在新叠加剖面上根据产状及 T_0 时间寻找可靠的一次波（坚强点），针对这些坚强点，重新解释速度谱，参考地层的层速度（包括 T_2 强反射的折射滑行波速度）在速度谱上选取一次波速度。

这种初步压强多次波的手段不能用 F-K 方法！因为 F-K 方法只是在大炮检距处割掉剩余时差大的斜轴，在近炮检距处留下了多次波的能量，这留下的能量将给下一次的 Neptune 造成祸害。

（2）新叠加剖面上寻找可靠的一次波（坚强点）的工作十分重要。判断的标准有如下几条：

① 根据产状：在大套水平产状的新生界地层下出现第一个倾斜反射，它是可靠的一次波。

② 在第一个倾斜反射段之下出现另一个新产状的反射波也应该是一次波。（当然，同向倾角增大一倍，T_0 时间也增大一倍左右的可能还是全程多次波）。

并根据以下几点加以辅助判断：

① 用手量强反射到海面的时间差，下移检查它的重复周期，根据时间判断是否是多次波。

② 在中深层平静的背景中出现较强能量的波，又没有重复周期的嫌疑的波，很可能是一次波。

③ 最后的证明是：一次波在速度谱上的叠加速度是向下递增的。还可以用层速度来加以佐证。

针对这些"一次波坚强点"，根据其 CDP 号及 T_0 时间，添加速度谱点，并重新解释其他速度谱。

还要参考地层的层速度（包括 T2 强反射的折射滑行波速度）在速度谱上定下一次波速度曲线的向下延伸趋势。

想得到更好的效果，Neptune 之前最好要作道集的内切除，要在深层目的层处切去 1/3 左右。

选准一次波速度十分重要，这往往是处理成败的关键。

选件 KOT=3 可以输出 $R=0$ 附近 ±10 ms 的不同剩余时差的三条剖面，从而可以让你判断有没有你漏掉的有效一次波，再进一步修改速度。

为了解决陡倾角反射的叠加速度显著偏大，干扰我们对一次波速度准确判断的问题，最好先作 DMO。

再说一遍：

关键是要取准一次波速度，把剩余时差小的多次波能量从 $R=0$ 处拔出来。

Neptune 的效果好坏取决于处理人员的细心。粗心人的效果和水平叠加没啥差别！

附 1：我的 CMP 理论模型道集在 GRISYS 平台上各种 KOT 输出的图幅

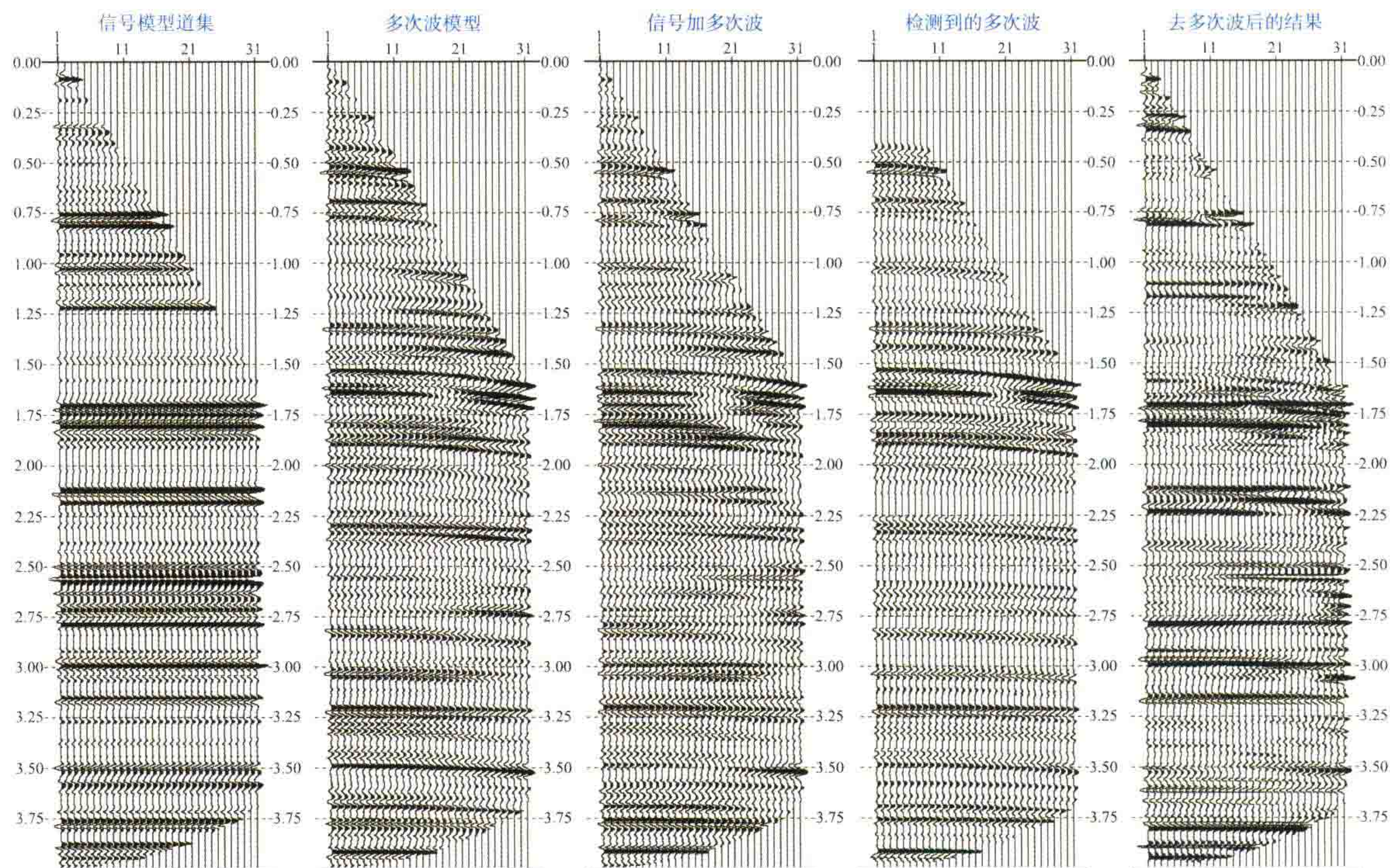


图 30 理论模型处理效果 1

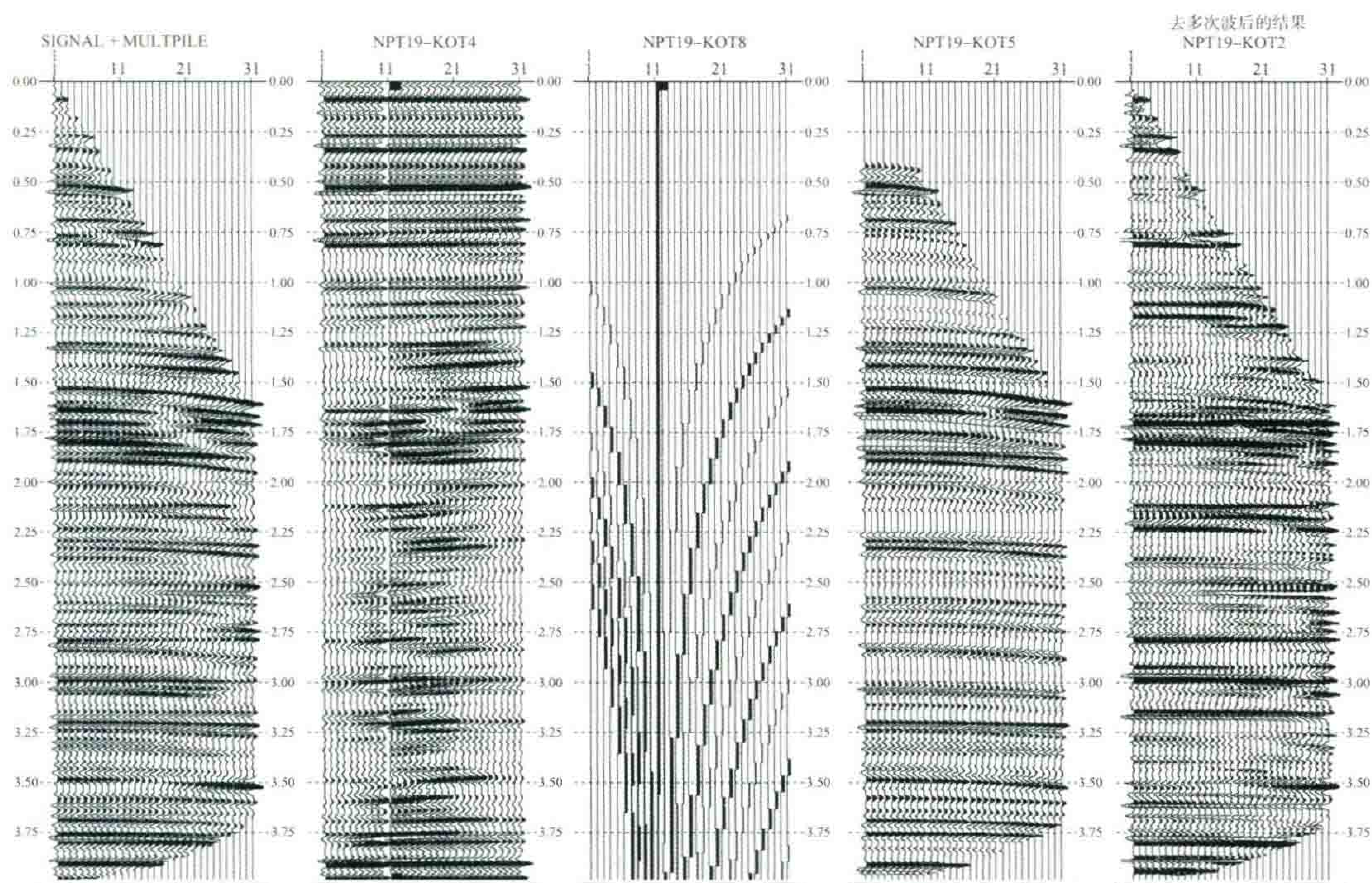


图 31　理论模型处理效果 2

附 2：林樊家 552.1 测线测试 NEPTUNE

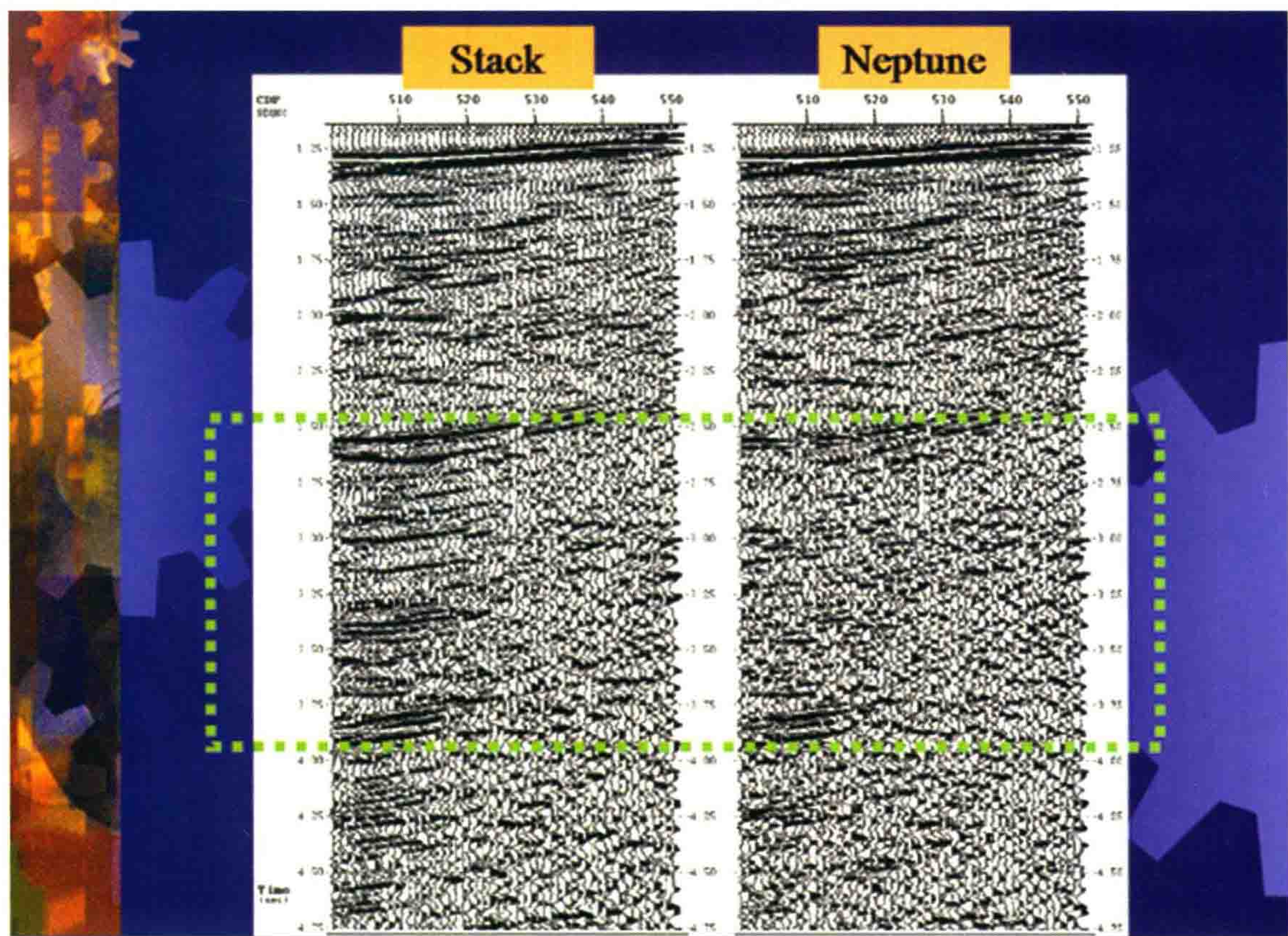


图 32　林樊家 552.1 测线处理前后对比

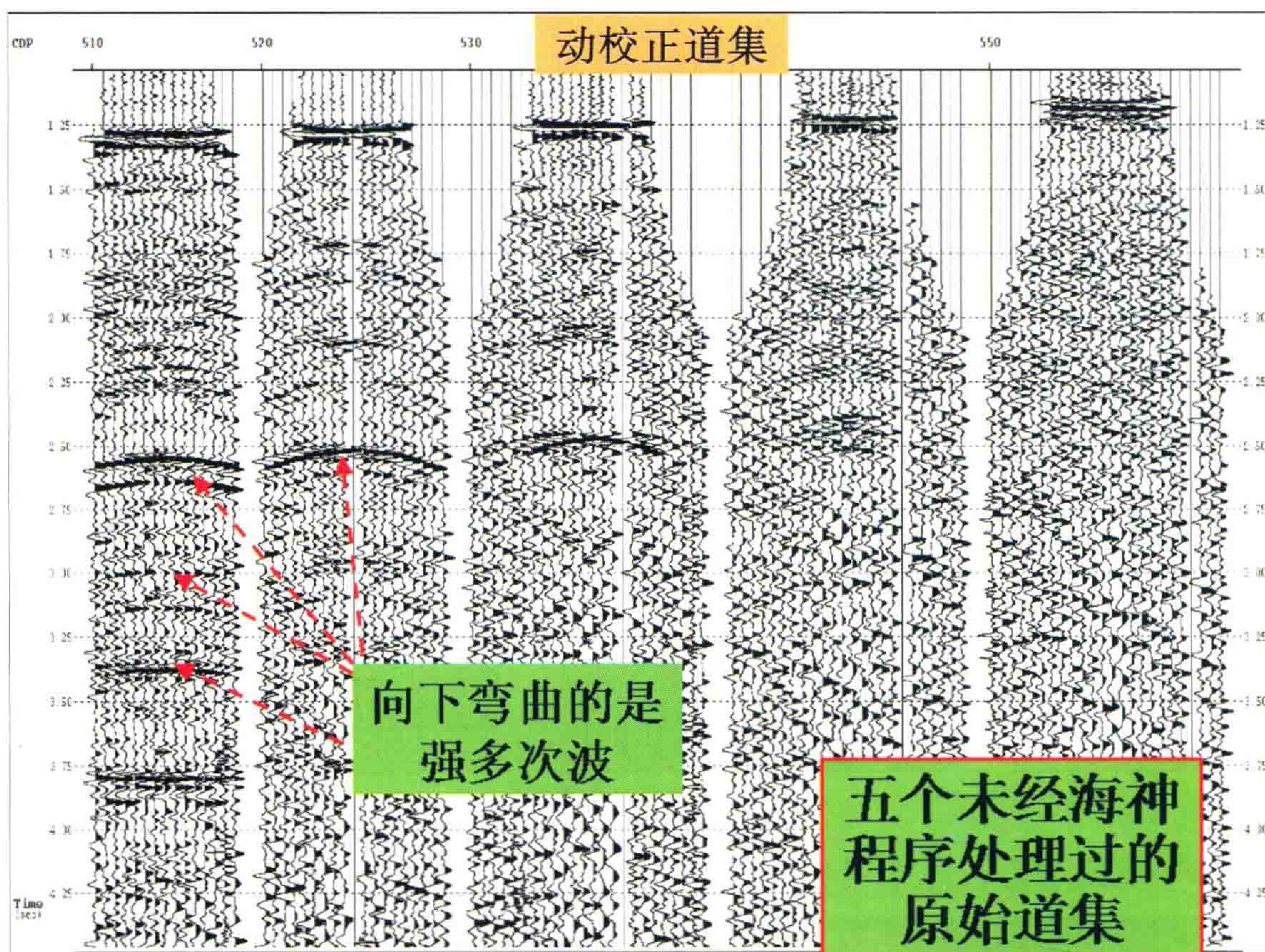


图 33 未经海神程序处理过的原始道集

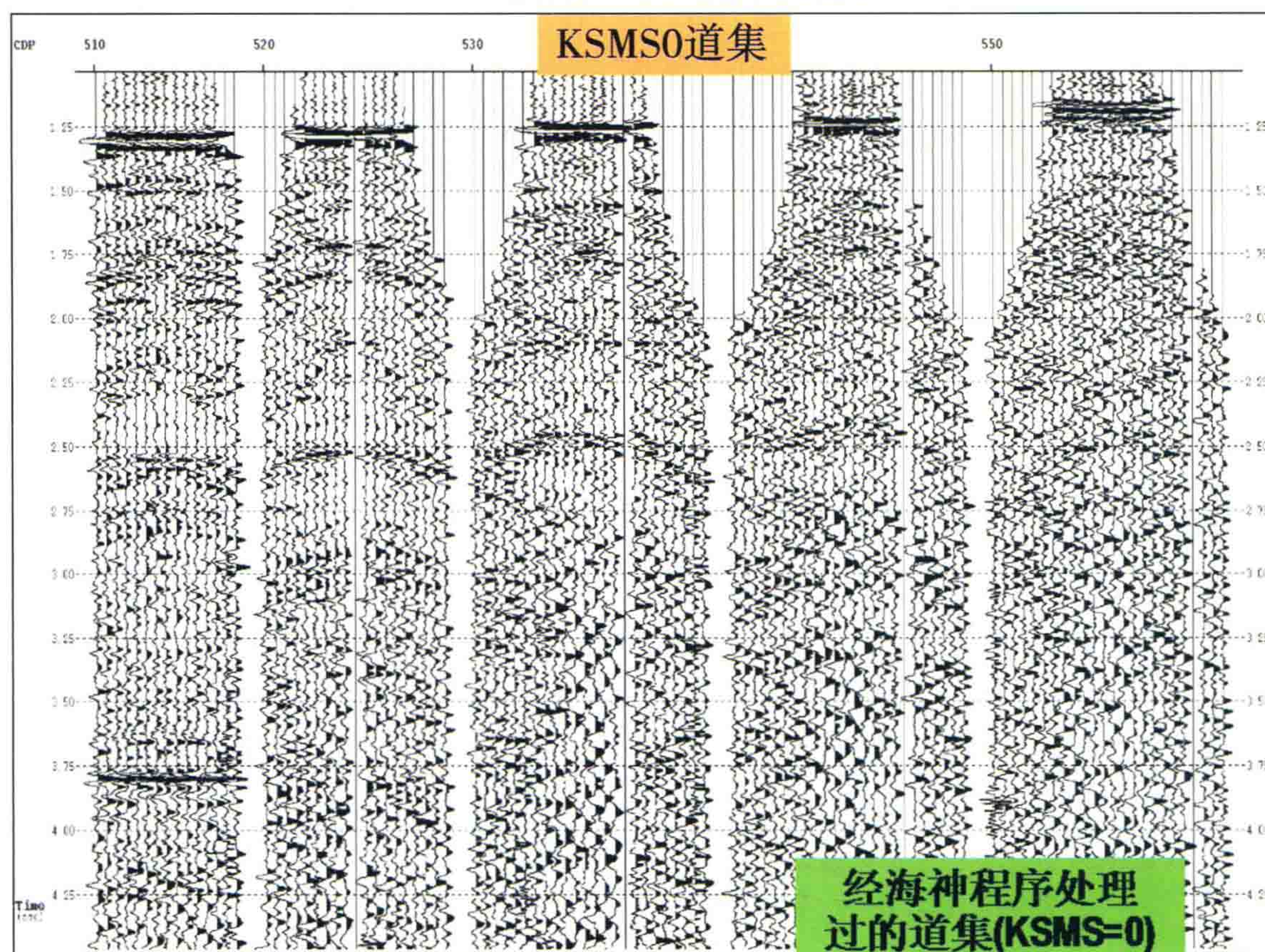


图 34 经海神程序处理过的道集(KSMS=0)

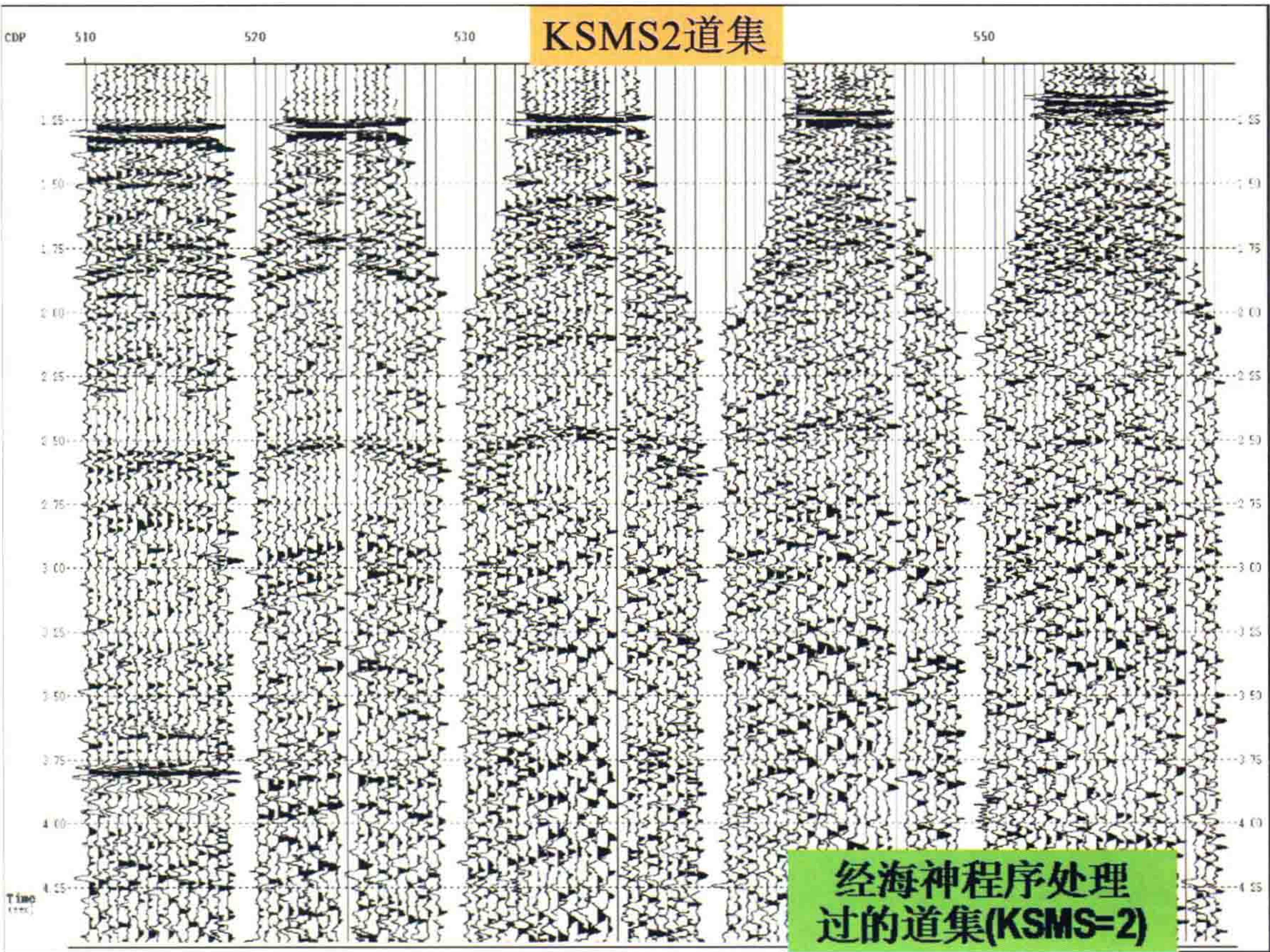


图 35　经海神程序处理过的道集(KSMS=2)

九、最后再次强调克服多次波的策略

对付多次波,克服它的办法有:

(1) 短周期的重复鸣震(小于 200 ms)可以用预测反褶积压制它。对于海上地震资料处理,预测反褶积是首选。

(2) 对于由海底到海面产生的多次波可以用波动方程 SMA 法压制它。

(3) 在多次波性质单一且强度很大时,还可以用求多次波模型的办法通过减去法压制它。

(4) 多数情况下,大家喜欢用剩余时差来压制多次波。水平叠加有较好的效果,只要排列足够长,剩余时差足够大,它是很有效的。

(5) 在水平叠加之前增加一次"时变的近道切除"可以得到更好的效果。

(6) 在剩余时差较大时,如果为了更彻底地把多次波压制到 20～30 倍,可以采用每道乘以不同加权系数的最佳加权叠加,更可以发挥作用。

(7) 然而往往遇到排列短,剩余时差不够大,或者一次波比多次波能量弱得太多,这种情况是地震资料处理中最困难的课题。

例如我国黄海地区,阿拉伯红海海域长期以来都由于多次波太强而未能获得有用的反射资料。最近,大家发现抛物线拉东变换(Tau-R 变换)用在克服多次波方面有其独到之处。

Neptune 海神程序克服多次波的效果要比 ProMax 相应的程序更好,参看图 36。显示 Tau-R 域里,Neptune 的能量团明显,而 ProMax 的反射能量不强,且噪声较大。

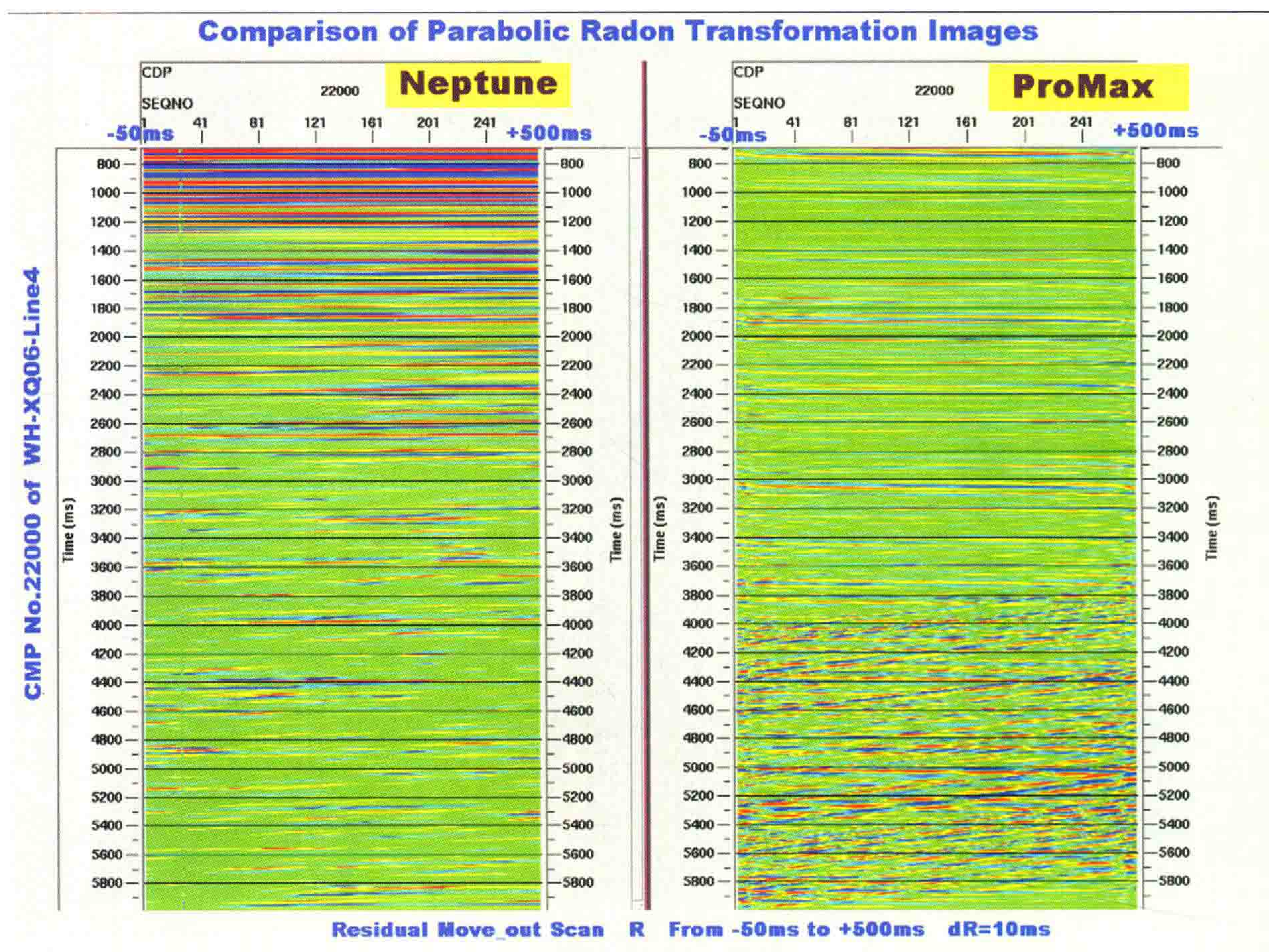


图 36 海神程序与 ProMax 相应程序压制多次波处理效果比较

最后说明:本文的实际资料试验处理工作是由中国海洋大学海洋地球科学学院童思友老师完成的。此外,对青岛海洋地质研究所提供的北黄海海上地震资料,及胜利油田提供的林樊加地区的地震资料也表示感谢。

文章编号 208



陆相沉积地震地层学若干问题

上下两篇，已合并。

上世纪 80 年代，以 Exxon 石油公司的 Peter Vail 及 Sangree 发展起来的地震地层学传播到我国。引起了地震资料解释的一次巨大进步。

然而，我国的地层大多属于陆相地层，沉积相的变化比海相大得多。

按他们的理论，地震反射界面的产状应该反映着沉积等时面的产状，而不是岩性界面的产状。这对海相地层是对的。但是，从根本上说，地震反射是由地下反射系数的分布所决定，而反射系数是由岩性差别所决定的。对沉积相变化很快的陆相地层来说，有不少新的问题。



我用一系列理论模型证明了存在“假上超”、“假削蚀”，以及河流相同相轴不代表地层产状，而在沉积等时面附近上下浮动的情况，我称之为“视同相轴”。于是有结论：陆相地层中，“眼球状”反射图形不是河床的代表；反射同相轴主要反映着厚砂层的分布。

此文 1987 年 10 月和 1987 年 12 月分两次发表于《石油地球物理勘探》第 5 期、第 6 期，作者李庆忠。

摘　要

本文主要讨论了陆相沉积地层的地震地层学解释中的几个关键性问题。

1. 地震剖面上的每个相位的产状能否代表地层面的产状？
2. 在地层厚度有变化时，如何识别真假上超点？
3. 地震剖面上的一个相位能否代表一层砂岩或者一组砂岩？
4. 地震反射构形能不能代表地下地质体的外形？
5. 近代沉积模式能否足以说明地下沉积体的实际情况？

作者针对河流相地层的特点，用大量薄层反射的正演模型，对每个问题做了探讨，以便促使陆相沉积地层的地震地层学取得更深入的发展。

前　言

近年来，我国地震勘探工作者在解释地震剖面中广泛应用了地震地层学方法，取得了明显的地质效果。在相带划分及寻找储集层的研究方面发表了不少好的文章。但是，由于我国多数地区为陆相地层，陆上地震资料的干扰背景一般比较强，常常看到有些地震地层学解释的结果是不能令人信服的。为了推进这方面的工作，笔者将最近几年中就陆相地层的地震地层学思考的一些问题和初步看法提出来，想与大家共同讨论。

一、地震剖面上每个相位的产状能否代表地层面的产状

区域地震地层学的一个重要工作是对同相轴的产状进行分析，指出哪里是上超，哪里是下超，哪里是顶超或削蚀，以及哪里是前积现象等等。无疑，这种分析是以每一个反射相位代表着沉积历史中的一个"等时面"——地层面作为理论基础的。如果反射相位不能代表沉积层的产状，那么，分析上超、下超就成为一句空话。因此，在《地震地层学》第一篇文章里就有一段关于地震反射波产状与地层面及岩性分界面三者之间的相互关系的讨论[1]。其结论是：地震反射相位的产状能够代表地层面的产状，而有时候与岩性分界面可以不符，从而认为根据同相轴的斜交现象可以找出上超、下超等特征点来。这个结论一般来说是正确的。最近辽河油田勘探实践再次说明，在大民屯地震剖面上，沙三段较陡的前积产状的确是地层的真实产状(图 1)。而过去仅根据钻井剖面，砂对砂、泥对泥的岩性对比分层方法是不正确的。从而搞清了沙三段与上下地层的接触关系及沉积环境。

因此，地震反射同相轴代表地层面这个概念更加牢固地树立在每个解释人员的心目中。但是，我认为如果把这种看法绝对化，有时就会出现谬误。对于河流相沉积，地震反射同相轴的产状可以不代表沉积的等时面，即地层面的产状。

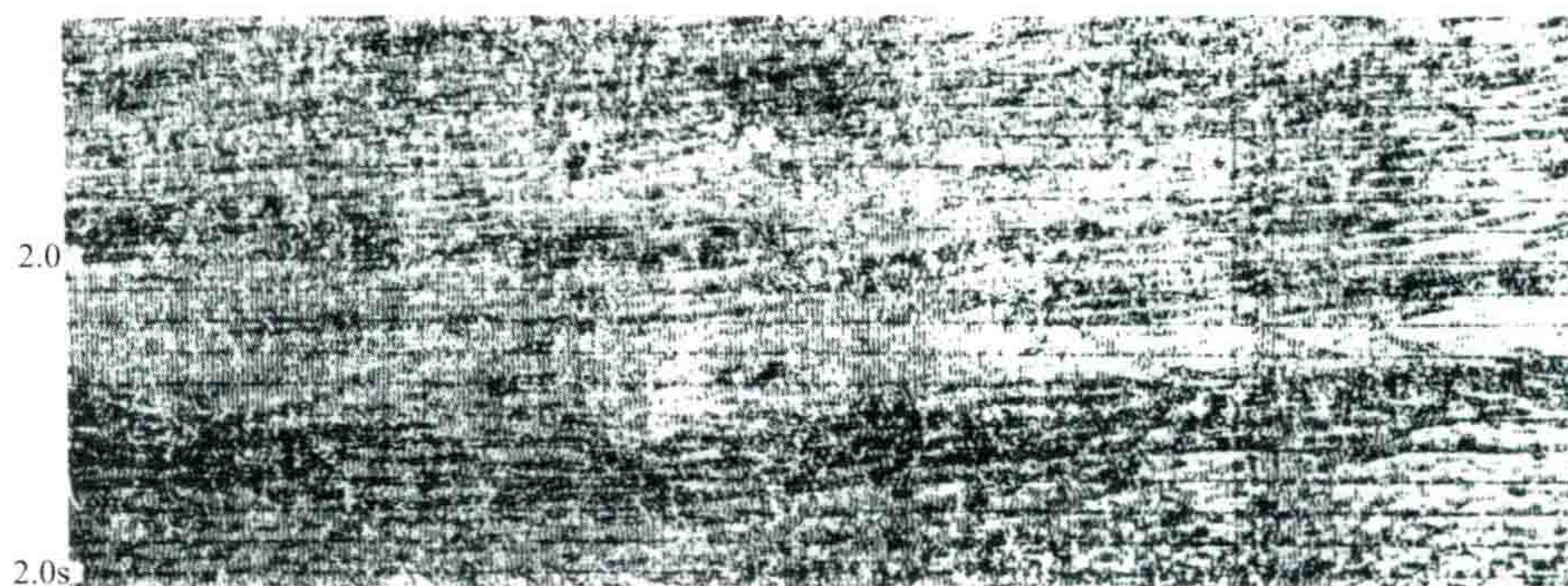


图 1(a) 大民屯地区沙三段在地震剖面中的前积现象

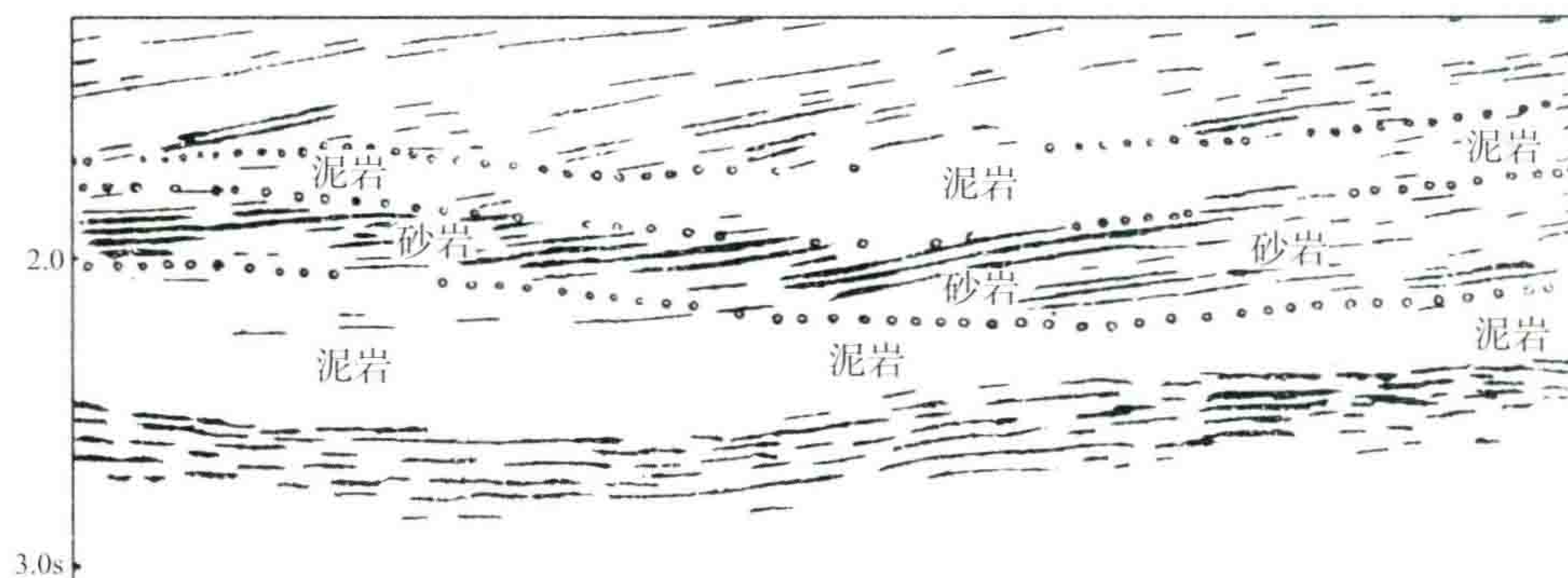


图 1(b) 图 1(a)沙三段前积剖面与地层岩性关系示意图

大家知道，我国陆相地层中的砂岩，其单层厚度绝大多数为 1～2 m 至 7～8 m，少数在 10～20 m。单层厚度超过 20 m 者极为稀少。20 m 厚的砂层其双程反射时间仅约 13 ms。然而，目前石油勘探中采用的地震子波的视周期经常达到 30～90 ms，可见，陆相砂、泥岩互层的反射性质，实际上应属于薄层反射的范围。

但是，现今许多讲地震沉积模式的书，很少有人做薄层的理论模型，大多数人只做简单厚砂岩层的反射理论记录(即砂岩层厚度大于或等于 1/4 地震反射子波视波长的情况)，而对薄层反射只停留在调谐公式的讨论上，或等间隔、有重复周期的，甚至是等脉冲幅度的简单模型分析方面。因此，笔者做了一系列复杂变化的砂、泥岩薄层模型正演计算，以能够模拟陆相地层中砂、泥岩沉积的岩性变化。

笔者首先编制了一个能够模拟产生砂、泥岩互层声波速度曲线的程序及能够在井与井之间自动做砂岩厚度变化的声波曲线内插的程序，然后利用加德纳经验公式

$$D=0.31\times V^{0.25}$$

和

$$R=\frac{D_2V_2-D_1V_1}{D_2V_2+D_1V_1}\approx\frac{V_2^{1.25}-V_1^{1.25}}{V_2^{1.25}+V_1^{1.25}}$$

求得反射系数 R。式中 D 为密度，V 为内插后声波测井速度曲线提供的速度。最后，再用不同的子波和反射系数褶积，即可得到反射理论记录。为了和通常的水平叠加记录一致，可对上述理论记录再作反偏移处理。为了获得精确的模拟效果，采用 0.5 ms 采样率，能模拟砂层的最小厚度达到 1 m 左右。

图 2(a)是一个薄砂岩层岩性变化的模型。由 91 条声波曲线组成。模型总厚为 60 ms，以平均层速度为 3000 m/s 计算，其实际厚度约合 90 m。沿水平方向，砂层有厚度变化，单个砂层变化范围为 1～6 m。所有砂层的产状都是水平的。泥岩声速曲线的基线为 3000 m/s。黑色部分为砂岩高速层。每条曲线满格刻度的速度值为 3750 m/s，即好砂岩比泥岩速度高 750 m/s。振幅较小的砂层代表粉砂岩层或砂质泥岩层，形成了一些较小的曲线摆动。好砂层随着横向厚度的减薄振幅也变小，相变为粉砂岩直到泥岩[图 2(a)]。

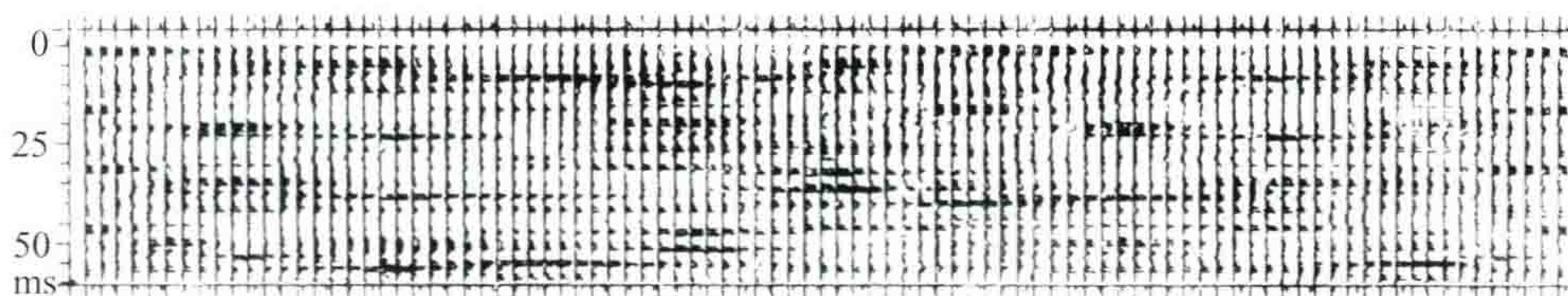


图 2(a) 复杂的薄砂层声阻抗曲线模型

图 2(b)是采用一个零相位的克劳德子波褶积的结果，它的频带有两个倍频程，即 10～40 Hz，这相当于我们常见的通频带范围，其主频约 27 Hz。这张反射波理论记录的波峰和波谷都以涂黑显示，为的是能够同时表现波谷部分的波形。图中加绘了波峰对比线。由图 2(b)说明，水平产状的砂层模型却得到了非水平的反射同相轴，有的同相轴产状甚至很陡(图中箭头所指)。而且，有的同相轴可以由一个相位窜到相邻的相位上去，此例并非特例。

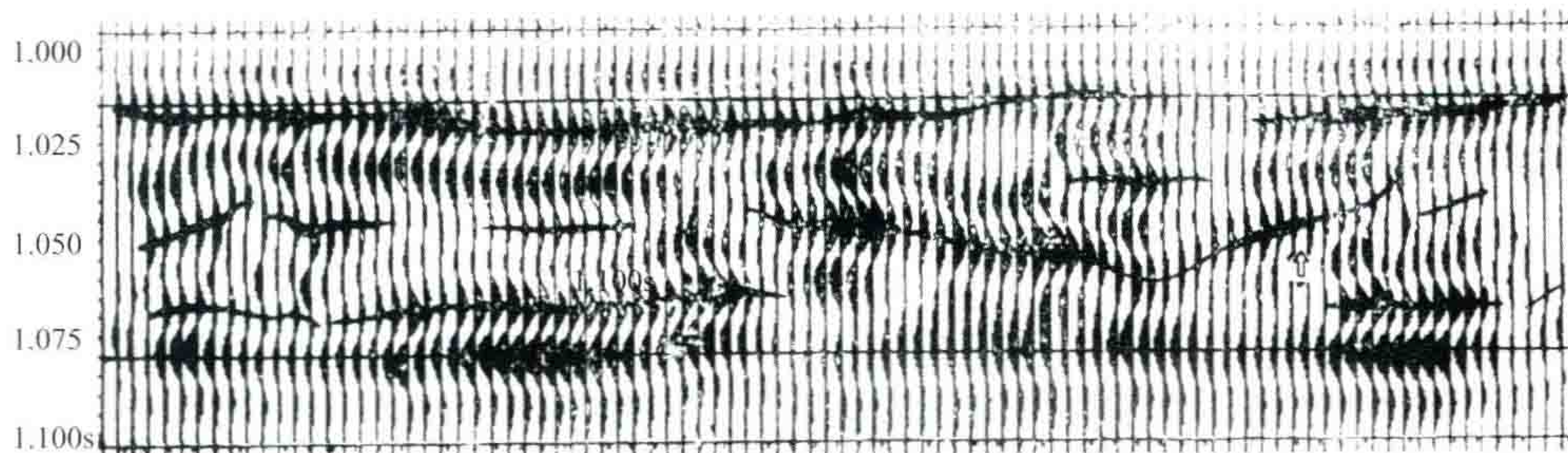


图 2(b) 图 2(a)的波形记录

图中两条横线间的范围是指图 2(a)的大致范围。

图 2(c)是图 2(a)模型的反射系数序列，图 2(d)为一个主频为 20 Hz 雷克子波，与图 2(c)的反射系数序列褶积的结果。图 2(d)也表现出同相轴的产状不是水平的，而且很难直观地说明反射同相轴与砂层变化之间的关系。因为图 2(c)中打×符号处是有砂层的，而图 2(d)相应位置却无反射。

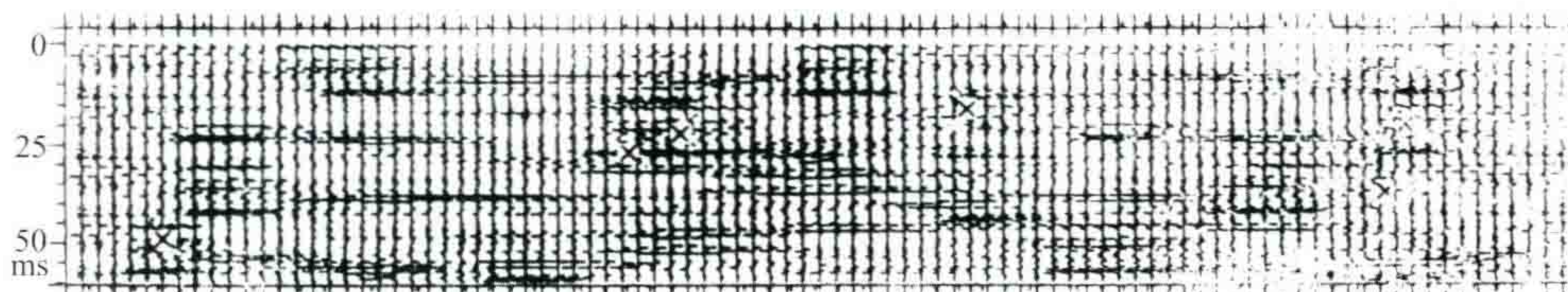


图 2(c) 图 2(a)模型的反射系数序列

图 2(e)为 40 Hz 主频的雷克子波与图 2(c)褶积的结果。此时稍有好转，可以看到四条波峰反射同相轴基本对应着图 2(a)中四层较厚的砂层的位置。此时，反射同相轴跟着较厚的砂层的位置作上下摆动。值得指出的是，在这种情况下，反射同相轴不是跟着地层面(沉积等时面)走，而是跟着岩性界面走了，显然，这和文献[1]中的结论是不一致的。此外，图 2(e)中打箭头处也指出有较厚砂岩层而没有反射波反映的地方。

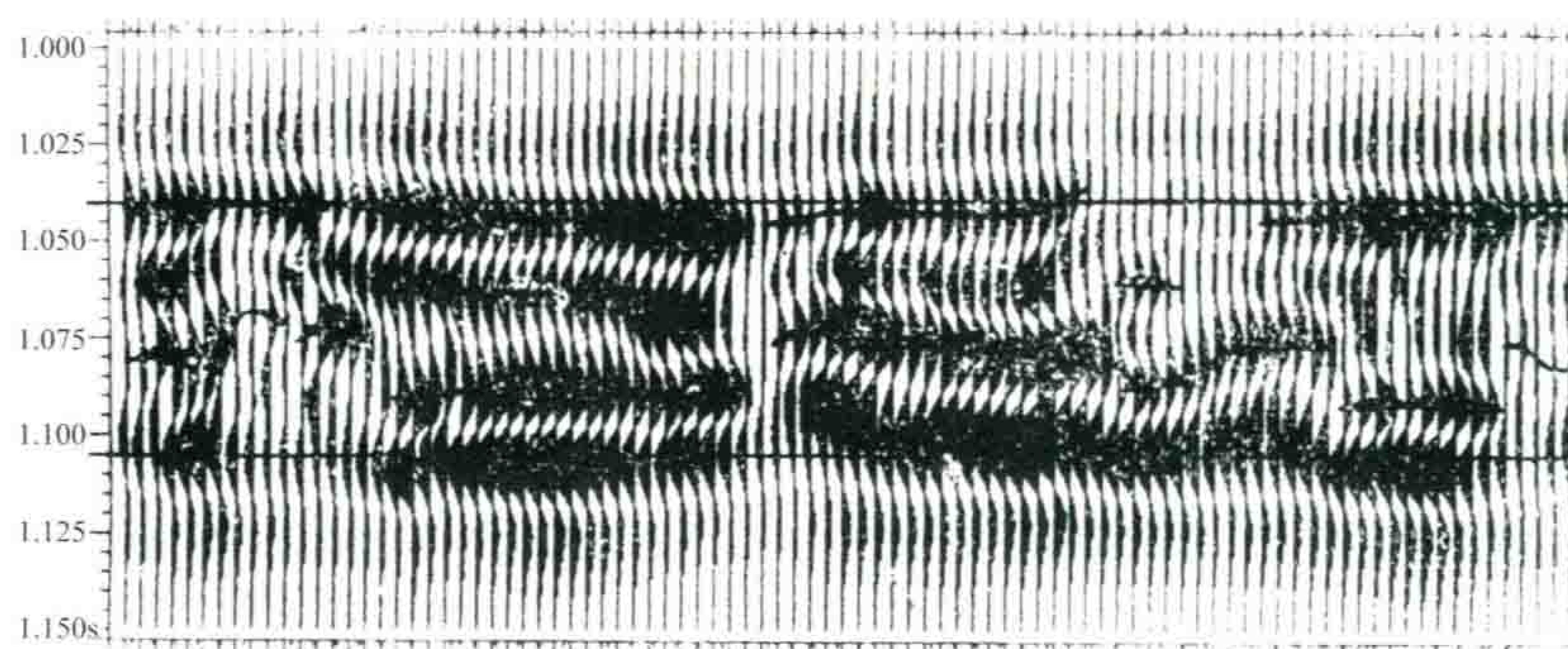


图 2(d) 采用低频雷克子波与图 2(c)褶积所得的剖面

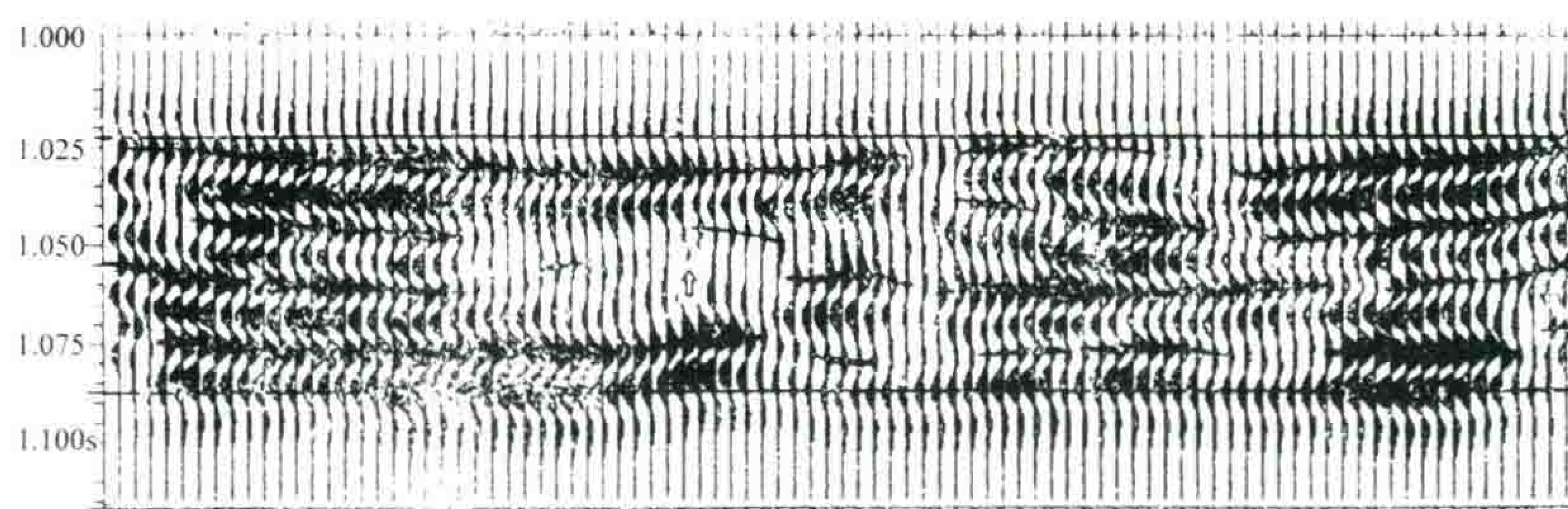


图 2(e) 采用主频为 40 Hz 的雷克子波与图 2(c)褶积的结果(叠偏剖面)

以上把一个子波直接和地下反射系数序列褶积，其结果应该相当于叠偏剖面。为了研究水平叠加剖面，可将上述理论记录进行一次反偏移，即把地下的波场延拓到地面，得到自激自收的理论记录。我们把图 2(e)的记录当作顶界埋深为 1 s 的叠偏记录，道间距为 50 m，速度场为平均速度 V_m 随 T_0 时间线性增大的函数

$$V_m = V_0(1+\beta T_0)$$

令 $V_0=1800$ m/s，$\beta=0.3$。这样做过反偏移的水平叠加剖面如图 2(f)所示。与图 2(e)相比，情况基本差不多，中间打箭头处还是一片无反射的空白区。只是水平叠加剖面上的波形能量变化更加均匀些，绕射能量也增强了些，如图 2(f)中 A、B、C 等处都是绕射波，所以，有些短同相轴更陡些。

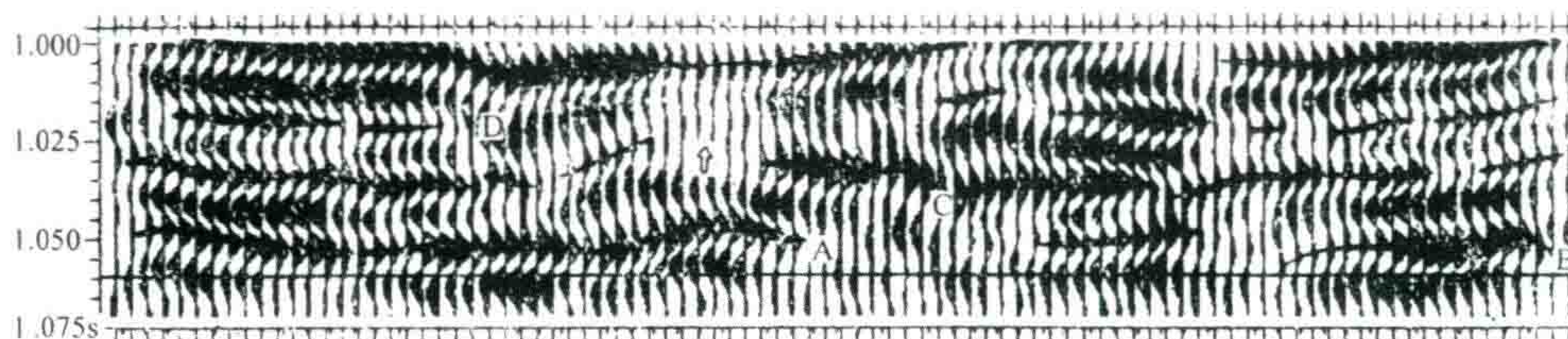


图 2(f) 图 2(e)经过反偏移的水平叠加剖面

从这些例子可以看到：陆相地层的河流相及分支河流三角洲相的地层，其反射同相轴是波形多变的。每个相位都是特定沙泥岩薄层组合所产生的复合波，随着砂层的横向变化，波形也有变化。视同相轴的产状可以不代表地层面，而是在较厚砂层附近上下摆动。

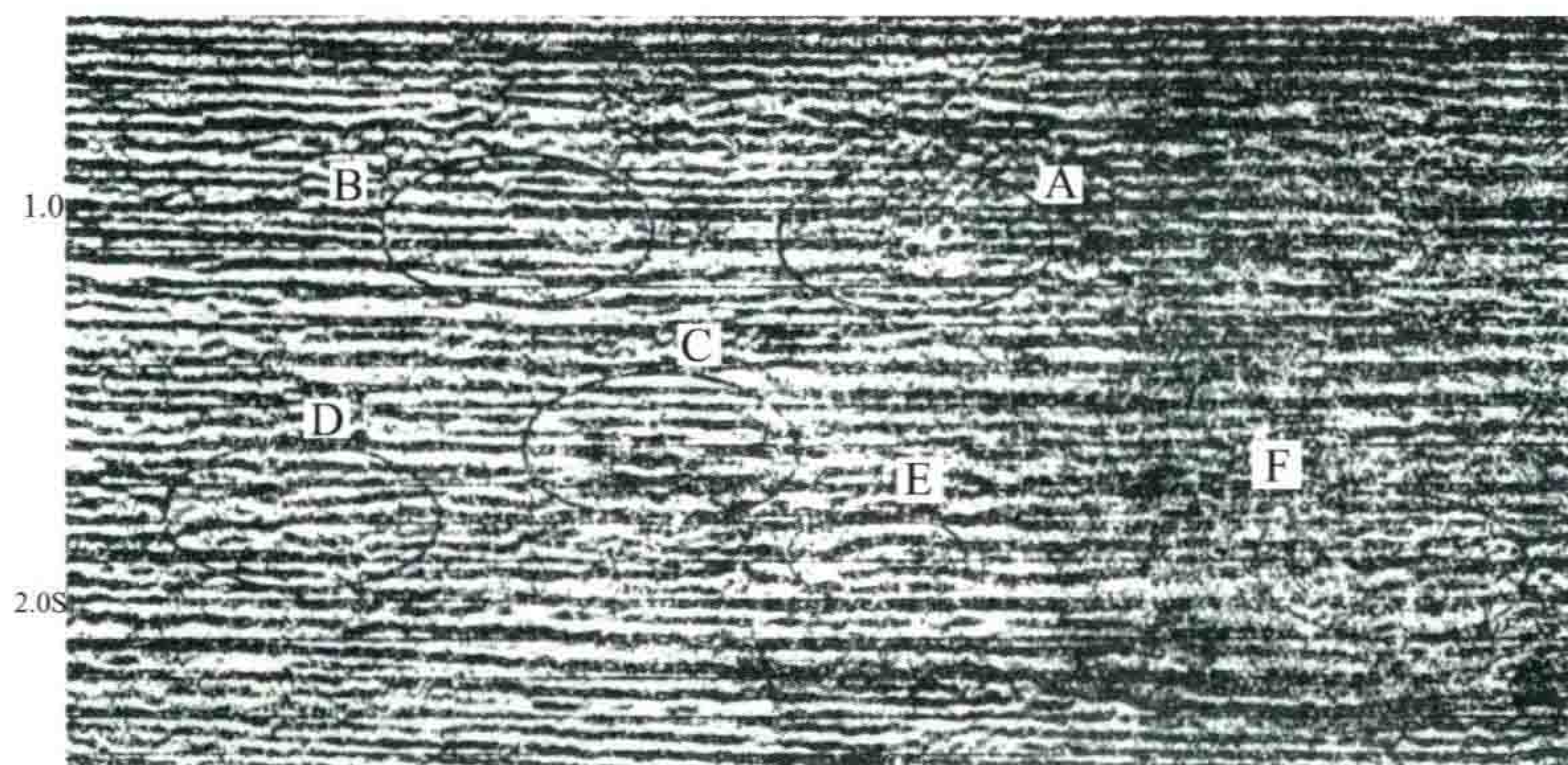


图 3 华北地区反射波形的频繁变化(叠偏剖面)

椭圆形 A、B 中为明化镇底部的强反射，其视周期及相位数经常变化，F 也如此；椭圆形 D、E 中可见到较陡的同相轴；椭圆形 C 里可见到一个眼球状的构造

这种情况在华北地区的上第三系明化镇—馆陶组地层或者渤海湾上第三系地层的反射图形中明显可见。图3及图4就是这种河流相地震反射波的典型实际记录。可见短同相轴的上下摆动是经常出现的；长同相轴的胖瘦变化以及能量变化也是经常发生的，还常常出现同相轴的分叉及合并，甚至形成眼球状结构，这就是河流相地层的地震反射特征。

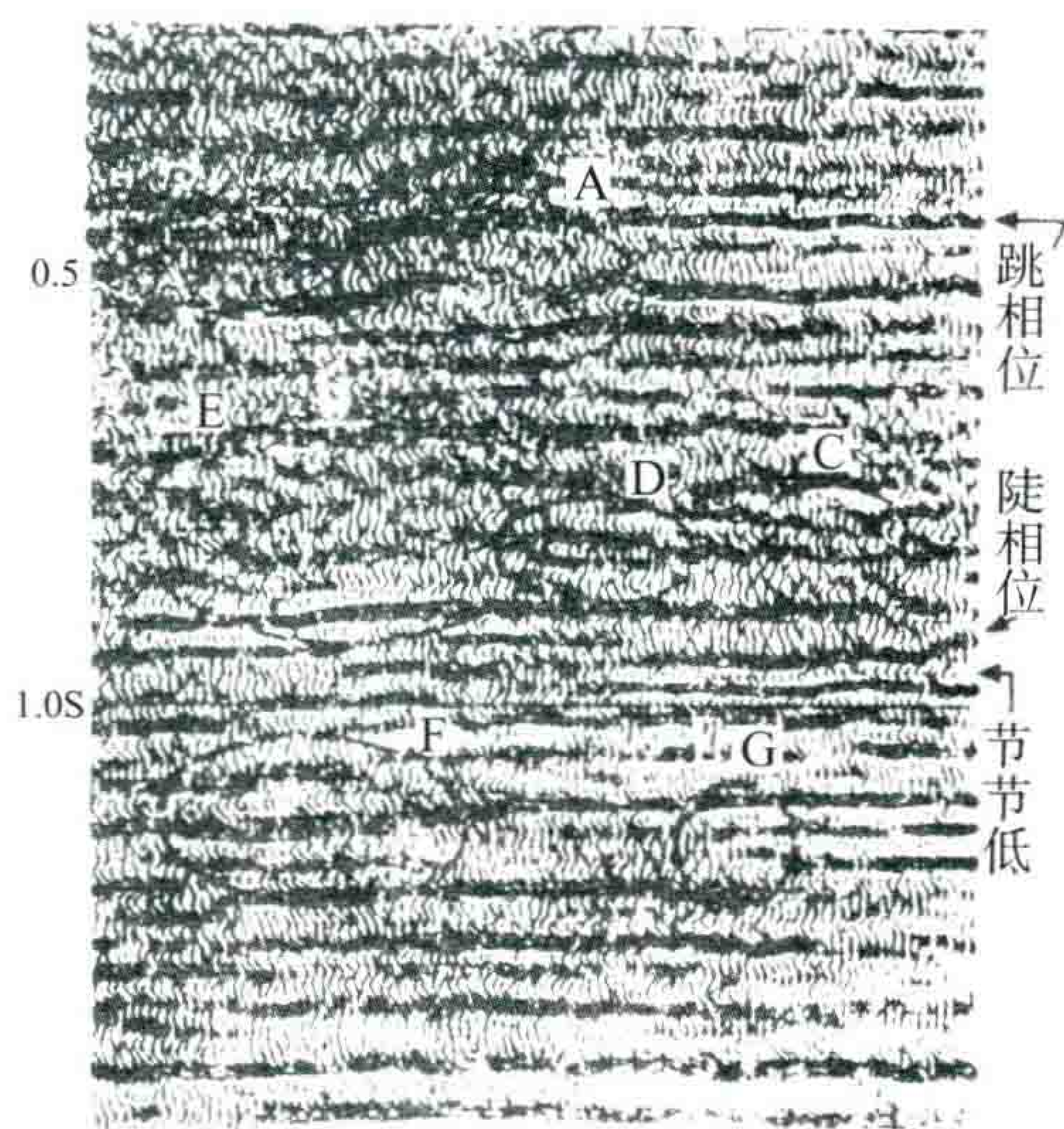


图4　渤海地区上第三系反射波形特征椭圆形B、C、D、F里面都是眼球状结构；椭圆形A中可见一个同相轴起伏不平，椭圆形E、G中可见倾角较陡的视同相轴

因此，在陆相的河流到分支河流二角洲沉积地层中，千万不要勉强地把一些同相轴的交叉情况轻易地定义为上超，下超现象。特别是在新生代地层巨厚地区，例如在我国西北某一大型地堑盆地中的一个例子(图5)。在图5(b)中所定义的下超点其可信程度较差，在图5(c)中右方所定义的上超点也令人怀疑。其实该地堑中9000 m厚的新生界地层可能没有什么明显的不整合。解释人员已经根据剖面上[图5(a)]两个反射密集带及两个空白带的特征，把这9000 m地层划分为四个亚层序，这是可取的。如果硬要照套书本上关于划分地震层序的模式，找出上超、下超及不整合来，只会造成地质解释上的混乱。尤其是当资料中存在较强的干扰背景时，更不能不加分析地把干扰波当成地层面的产状，例如图5(c)左边所示的前积相，就可能是一组倾斜的次生干扰波。

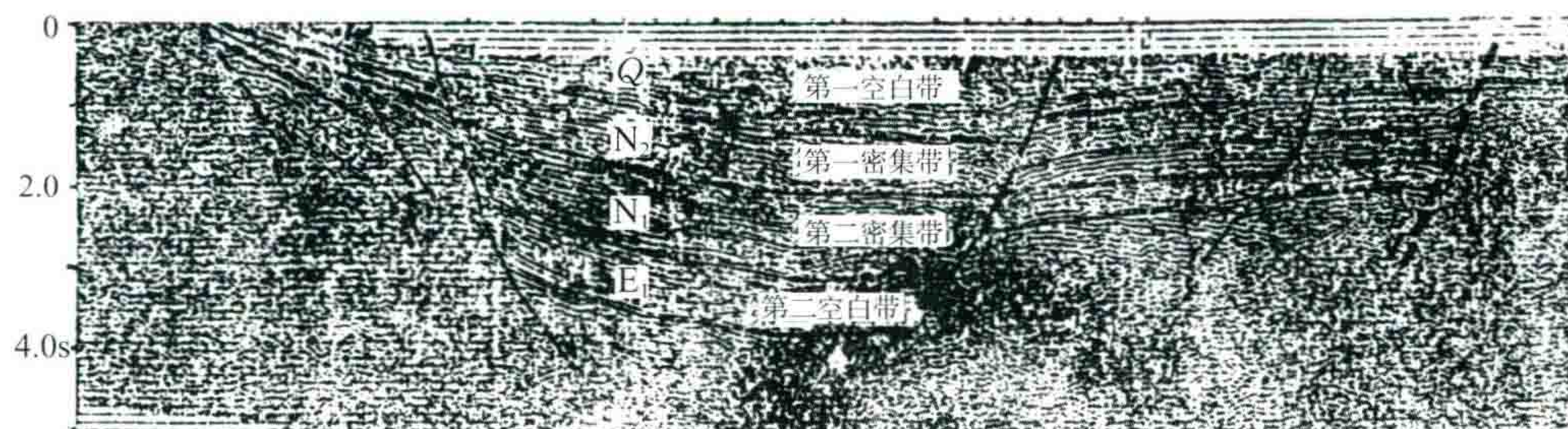


图5(a)　地堑中巨厚的新生界地层，基本上是一个大的构造层，很难划分地层沉积层序

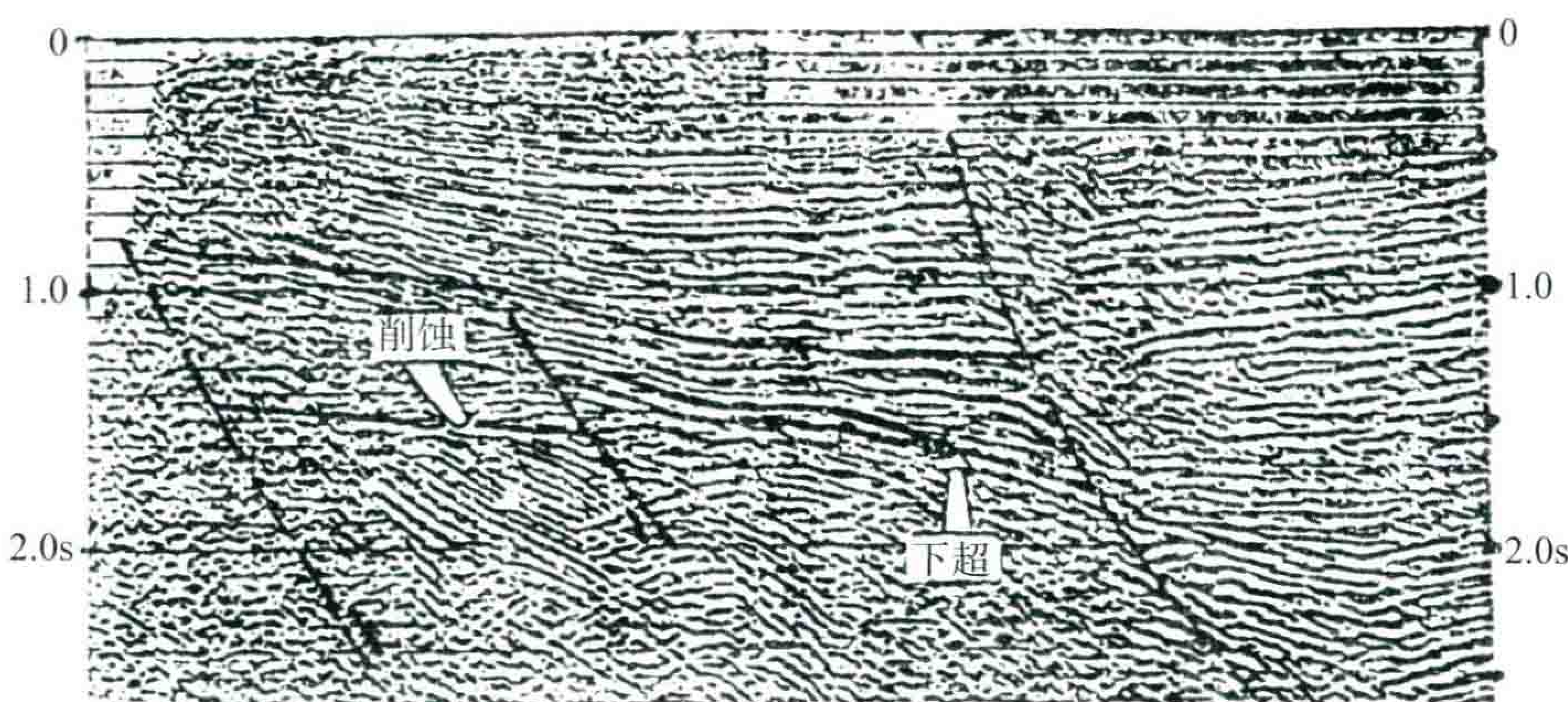


图5(b)　可信程度较差的下超点

那么有人要问，在这样的陆相地层中如何划分地层沉积程序单元呢？我认为还是从大处着眼，宏观地分析一条地震剖面。因为地震反射剖面的宏观特征总是比较可靠的，即使是河流相沉积，反射波的宏观形态总是能够反映地层面的产状。所以，我们主张不要只抓个别同相轴的产状，而要用宏观的眼光来分析构造层及沉积层序单元。

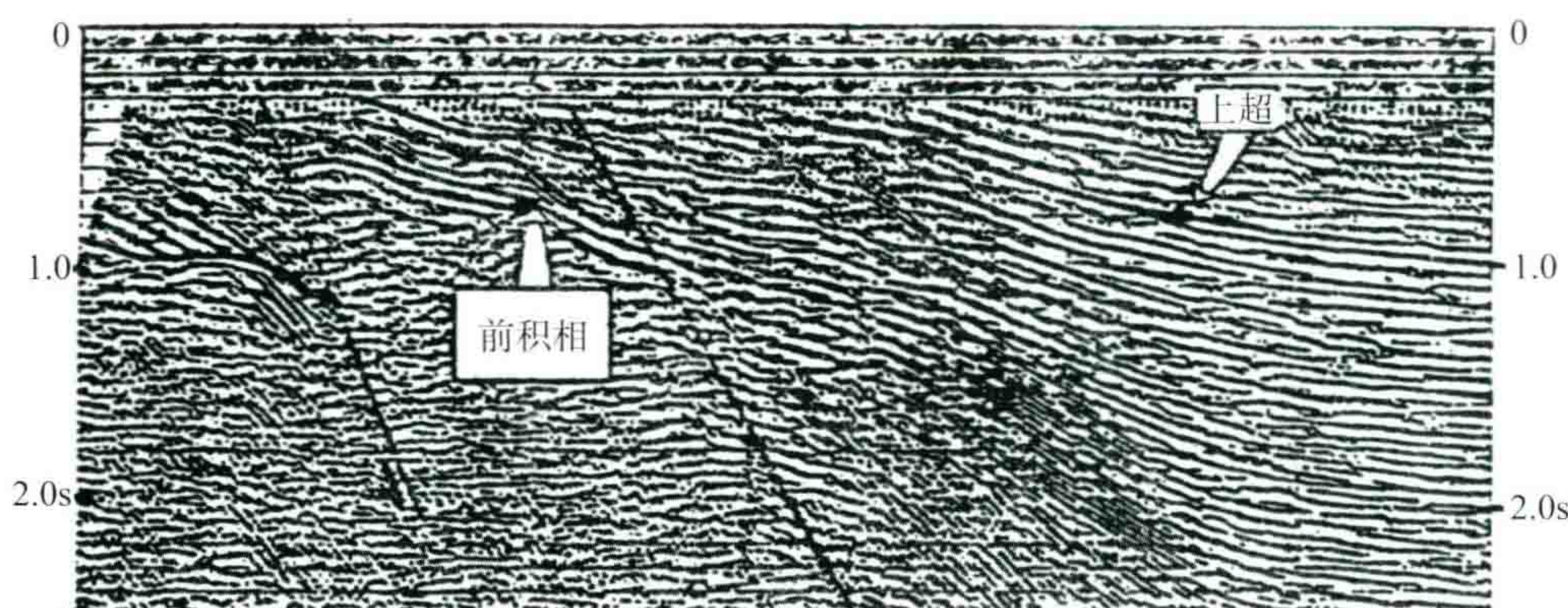


图 5(c) 图中的前积现象很可能是次生干扰；图中右上方仅根据一个相位确定上超不大可靠

此外，还要重视下述两种情况：

(1) 由于河流相地层的反射同相轴的产状不一定能反映地层面的产状，所以除了特别注意上超、下超点以外，在对其中某一层位作换算构造图时，也必须宏观地看剖面上的平均产状，而不可局限于只追踪一个波峰(或波谷)同相轴。那样看起来很严格，实际上往往弄巧成拙！

(2) 近年来又有人努力追踪每个反射相位的波峰或波谷，再用层拉平的振幅切片来研究沉积地层的岩相带分布，甚至想进一步研究各砂层的分布范围。我想这样的尝试是有益的，但对于陆相地层，要特别引起注意：地震反射资料在宏观上总是基本正确的，而在微观上有时会错，所以，对其所得的结论还是应从宏观上去认识。

二、在地层厚度有变化时，如何识别真假上超点

在分析上超、下超时，也要注意地层厚度的变化有时会产生假的上超点或假的下超点及削蚀现象。

先看一个地层厚度没有变化的不整合上超的简单模型，它是由 48 道声波速度曲线组成，泥岩基线的速度是 3000 m/s。图 6(a)左方第一道是有 32 层厚薄不等的砂岩层与泥岩交互成层的沉积物。单层砂岩的最大厚度为 18 m，最薄约 1 m。采样率为 1 ms，模型厚度为 280 ms(双层反射时间)。以层速度为 3000 m/s 计算，总厚度为 462 m。假设这些砂层在水平方向没有厚度及岩性变化，它们超覆在一个不整合面 U 之上，不整合面下为另外一套倾斜的砂层。

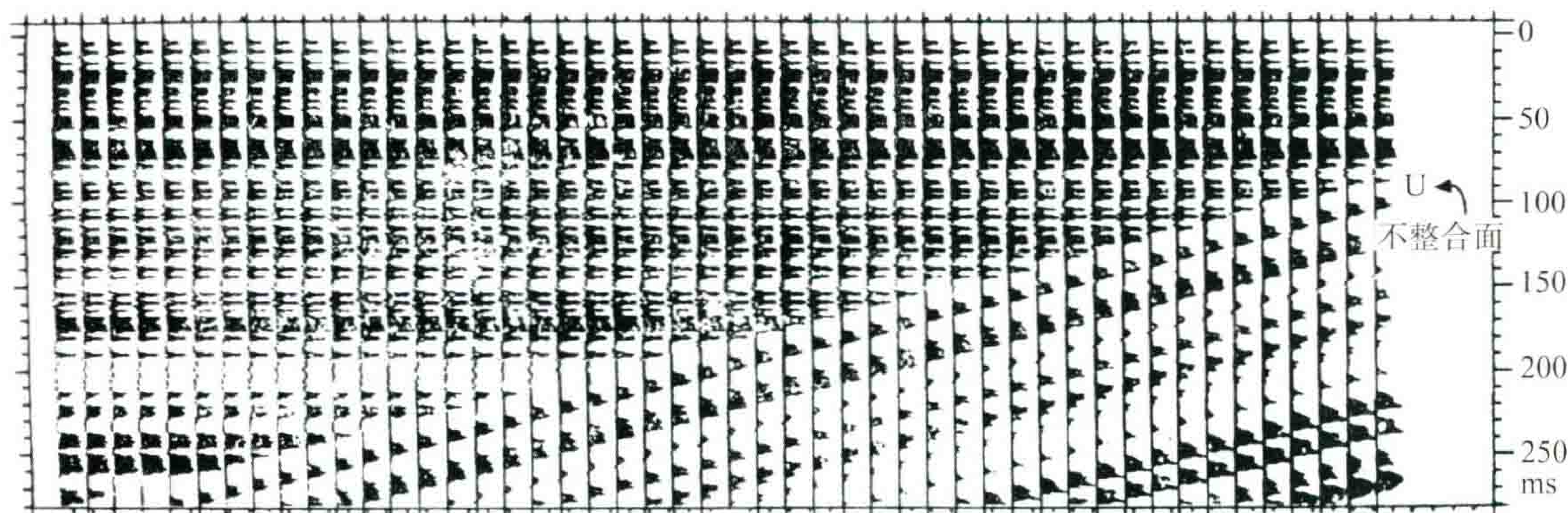


图 6(a) 简单地层上超不整合的理论声波速度模型

采用主频为 40 Hz 的雷克子波与图 6(a)模型的反射系数序列褶积，得到图 6(b)反射理论记录。其上每个相位都向右逐层上超，尖灭在不整合面 U 之上，这些中断点相当干脆、明确。

图 6(b) 图 6(a)的理论叠偏记录

若地层厚度有变化,如图 7(a)所示,为一个单斜状均匀向右减薄的砂层模型。模型左方第一道仍是 32 层砂层的声速曲线,向右每个砂层的厚度均匀减薄,直到总厚度压缩到一半(140 m)。同样以 40 Hz 的雷克子波褶积,其理论反射记录如图 7(b)所示。此图左方所绘的六个箭头是六个向右消失的相位。其中 A、B 两个相位十分像是超覆在反射层 F 之上的超覆地层。可能有人会在图幅中部标出两个超覆点,如符号×所示。同样,C 层的确像是超覆在反射层 G 之上。因此,人们似乎可以在剖面上划出三个沉积层序,有两个不整合面 F 及 G。

图 7(a) 单斜层向右均匀减薄模型

图 7(b) 用 40 Hz 雷克子波和图 7(a)模型褶积的理论记录

图 7(c) 用 30 Hz 雷克子波和图 7(a)褶积的理论记录

图 7(c)为同一个模型采用 30 Hz 雷克子波对反射系数做褶积的结果。有 A、B、C、D 四个相位向右消失。其中，A 波像是上超在 E 波之上，而 C 波又像是在 G 波不整合面之下的“削蚀”现象。其实模型的答案是这里不存在一个不整合，而且，没有一个砂层缺失或尖灭。

地震剖面上这种厚度变化总是有的，当厚度变薄时，总有一部分相位要中断，例如在图 7(b)中，左边有 15 个相位，而右边只能容纳 8 个相位，那么，必然要有 7 个相位在中间消失，这是人所共知的事实。

关于这种现象。Mitchum 及 Vail 等人早就注意到，并在反射结构划分中提出一种“发散结构”，并非不整合现象。而且指出：“此种结构以楔形单元为特征……通常在收敛方向上，在楔形体内部，出现地震反射的非系统性侧向终止现象，这些终止现象可能是由于地层逐渐减薄到低于地震仪器的分辨率造成的”[1]。至于究竟如何识别真假“上超”(或削蚀)还是一件较难的事情，他们并没有提出正确的识别方法。

现在我们来看图 8(a)模型，其地层厚度是按负指数形式向右减薄的，其底部像凹陷的斜坡，同相轴都不是直线形。这种情况照样出现了假上超点。图 8(b)理论记录的底部 X、Y、Z 三个相位很像是 I 反射波之上的超覆尖灭。

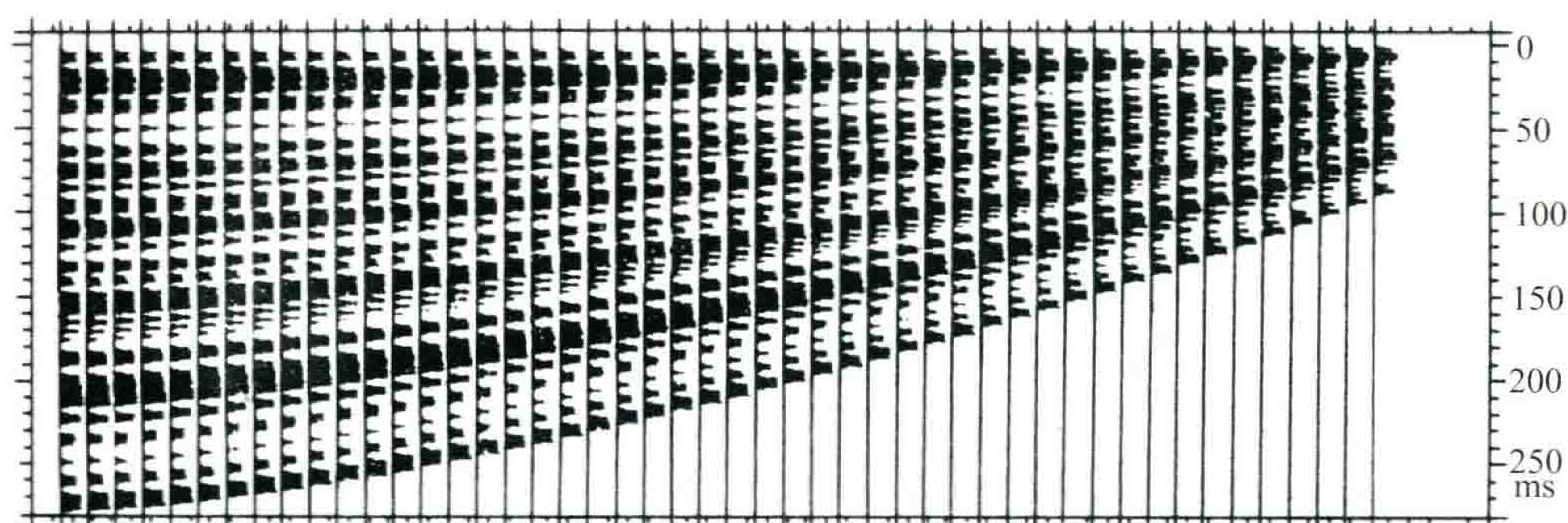


图 8(a) 厚度为 3～30 m 的 23 个砂层，按负指数向右减薄到三分之一

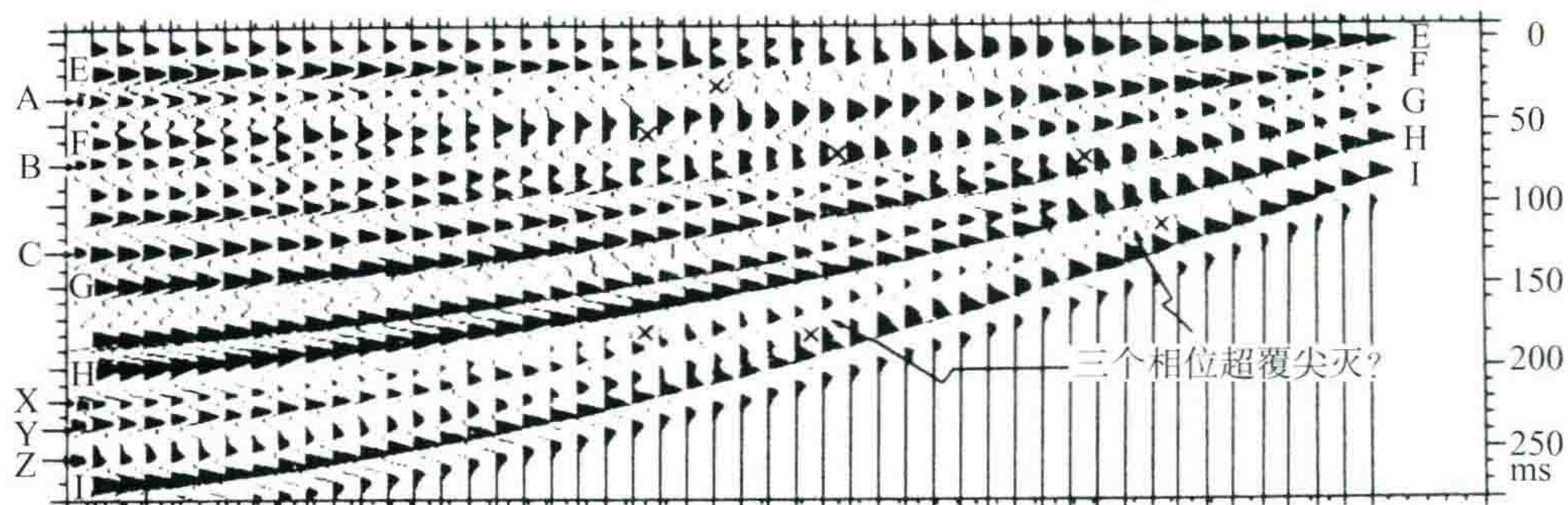


图 8(b) 用 40 Hz 雷克子波和图 8(a)褶积的结果

如果将图 6(b)与图 8(b)做对比，会发现真的上超点在中断时是十分干脆的，而假的上超点在中断之前会出现振幅逐渐变弱的过渡现象，这可以作为真假上超点的判断依据。但是，以下两种情况真上超点也会出现振幅逐渐过渡变弱的现象。

(1) 当上超地层有水平方向的岩性变化的情况，如图 9(a)所示的模型。虽然厚度没有变化，仅仅是上覆地层有轻度的水平方向的岩性变化，即砂层的厚薄及声波速度有些变化。这样一来，即使不整合的交角还很大，图 9(b)理论记录上也会出现 A、B、C 波的振幅逐渐减小的过渡段，使真上超点与假上超点难以分辨，幸好图中 D、E 两处是强振幅突然中断的。

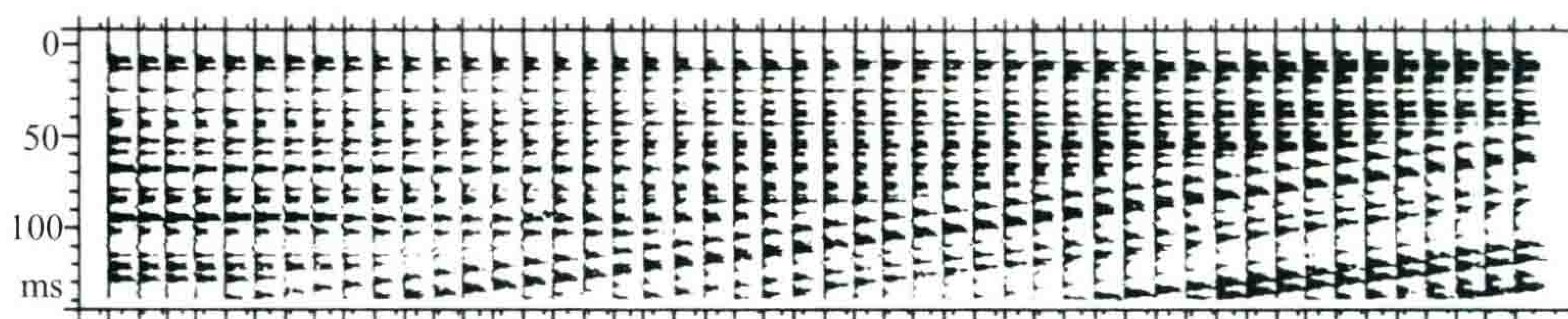


图 9(a) 不整合角度较大，上覆地层水平方向有轻度岩性变化的模型

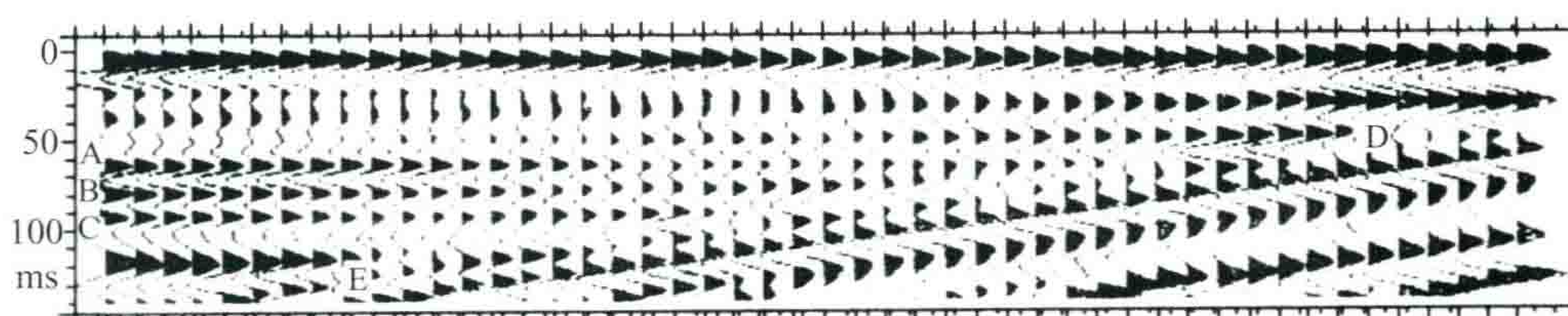


图 9(b) 用 40 Hz 雷克子波和图 9(a)模型褶积的理论记录

(2) 当不整合的交角很小时，如图 10(a)的模型，其中，不整合的交角为每道错开一个采样点(1 ms)，上覆地层产状完全水平并且等厚，无横向岩性变化。此时，用主频为 30 Hz 雷克子波与其褶积的合成记录，如图 10(b)所示。可以看到，仅仅由于尖灭层的波形干涉现象，也会构成叠偏剖面上真上超点振幅的逐渐变弱现象[图 10(b)中的 B 波和 A 波]。如果把不整合的交角再缩小一半(或者把子波的频率降低一半，它们是等效的)，就出现图 10(c)所示的现象，A 波也在上超中断之前振幅逐渐变小，这是小角度不整合的真上超点，但它很难与假上超点相区分。

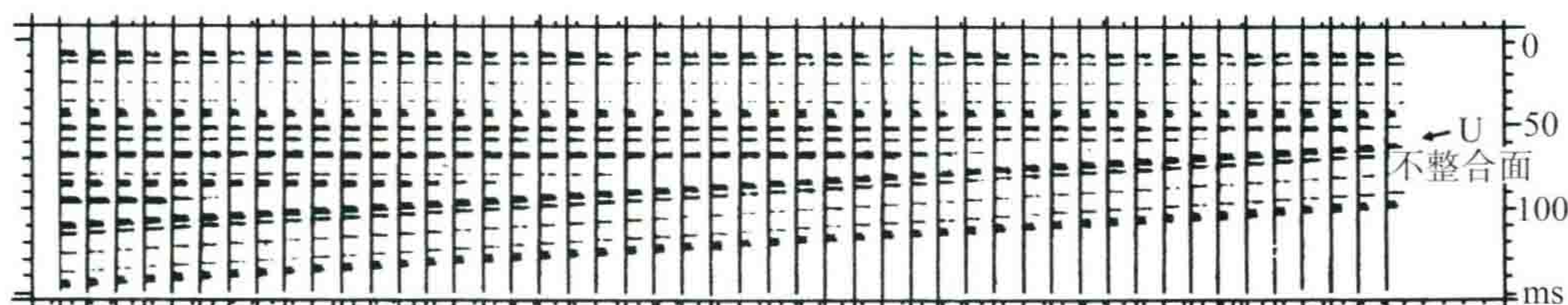


图 10(a) 小角度不整合上超声波速度曲线模型

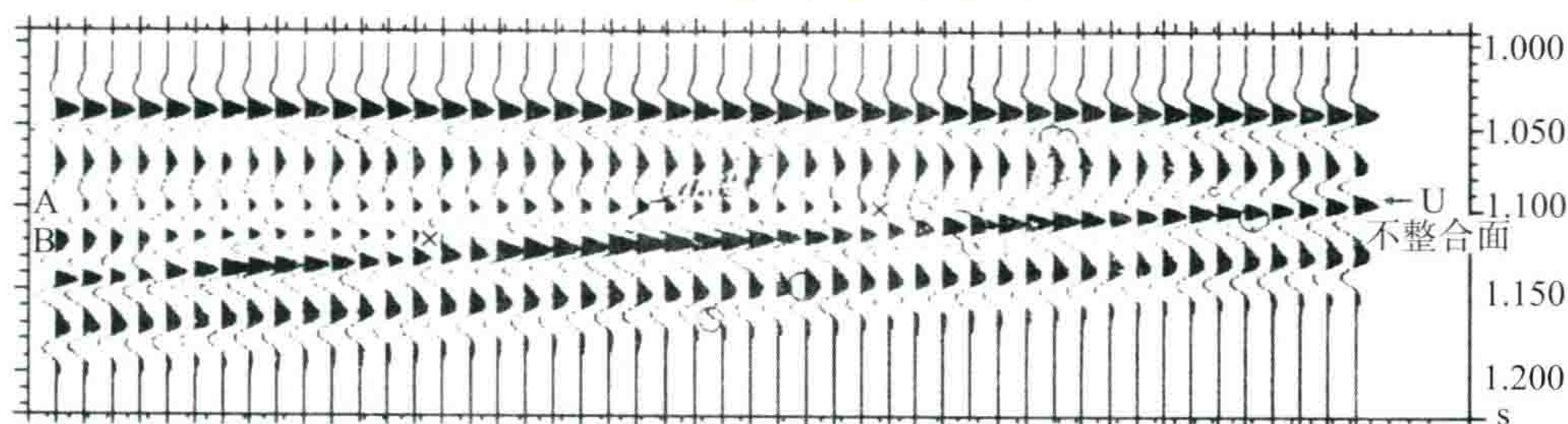


图 10(b) 图 10(a)的合成地震记录

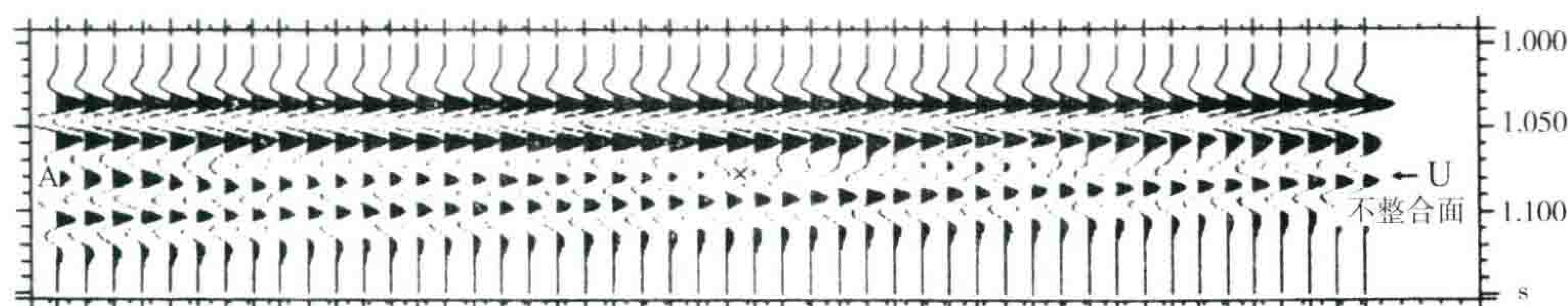


图 10(c) 图 10(a)的交角缩小一半的地震记录

因此，如果上超现象发生上覆层既有厚度变化，又有岩性变化，又是小交角不整合的情况下，那么，现有的地震勘探技术是很难判断真假上超点的。

我以为纵观以上模型，似乎可以根据是否“系统性中断”或突然中断来识别真假上超现象。例如在这些模型中，假上超点的中断相位最多是在图 8(b)中连续三个相位中断，其他都只有 1～2 个相位中断。因此，是否可以下这样的结论：在一个下伏反射层(不整合面)上方，如连续有三个以上的相位作同方向的“系统中断”，那么，这种上超现象是真的。而对于 1～2 相位的中断现象就存在多解性，需要慎重对待。此外，强振幅的突然中断现象也是真上超点的重要识别标志。

然而，在具体寻找上超、下超、削蚀等现象的时候，人们往往忘记了以上各种因素的影响。Vail 自己曾在得克萨斯州的奥斯丁白垩层中，仅用一个相位的中断定义了一个上超点(可能那里是海相地层，矛盾不尖锐)，该层超覆于伍德本砂岩之上[1]。我国有不少的地震地层学研究人员曾只凭一个相位的消失定义上超点[图 5(c)]。这里我们再举一个例子(图 11)[4]，由图 11(a)可以看到，剖面中部下第三系地层成倍地向右方减薄，图中黑圆点为原作者解释的上超点，它们大多数是只有一个相位消失的非系统中断点。只有图11(b)右方 2～3 个点是系统中断点。因此，这里到底是真的不整合上超现象呢，还是主要是地层减薄所引起的发散结构呢?

文献[4]在描述该图之后说:“黄骅坳陷第三系地层中有 9～11 个不整合上超现象,其中较明显的有 4～5 个”。我不知道图 11(a)中被解释为沙三段内部的两个不整合现象,是否在近年来得到井下资料的确认。

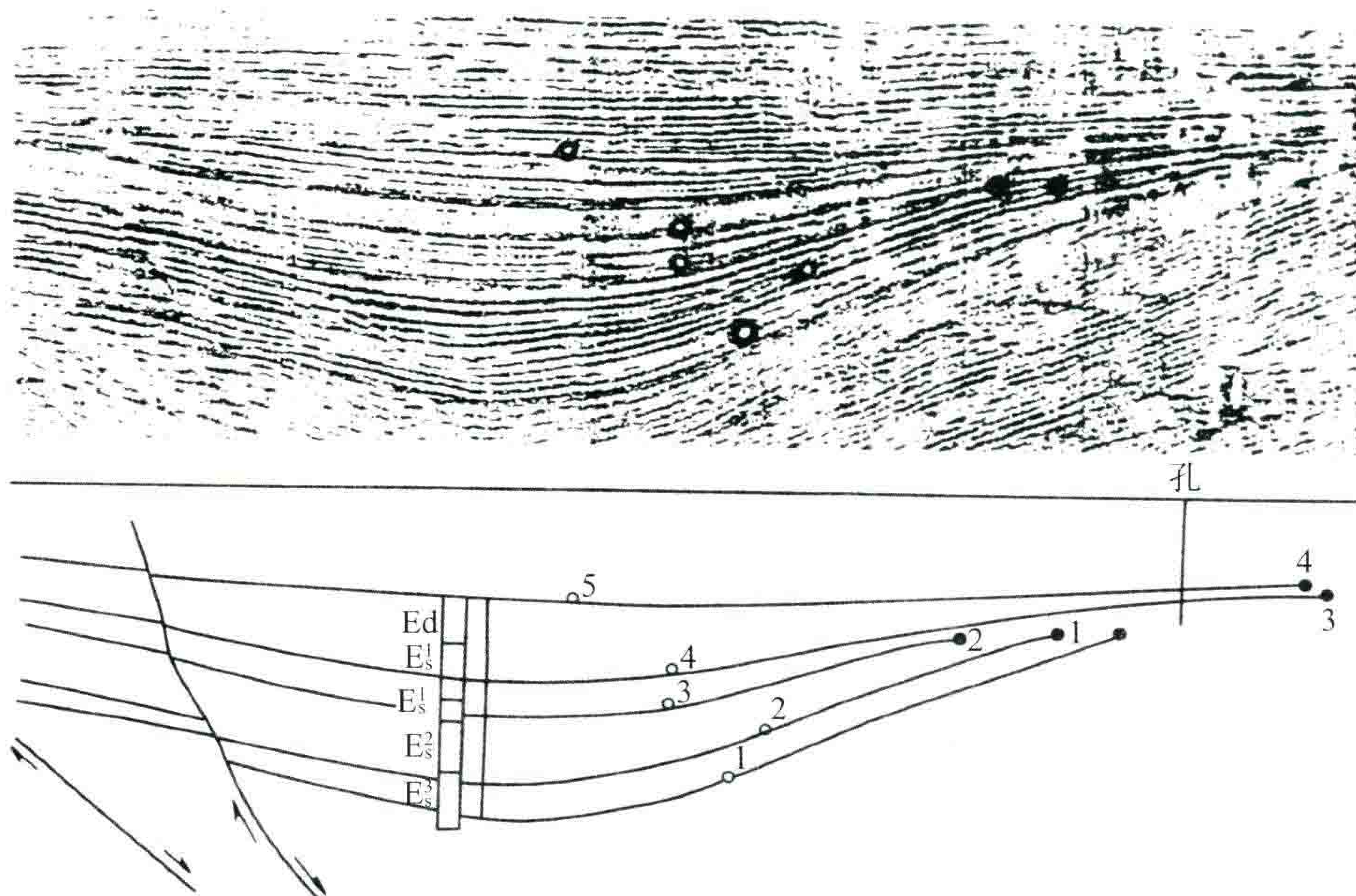


图 11(a) 黄骅坳陷 76～41 测线时间剖面及层序划分的解释剖面(此图引自《石油物探》1979 年第三辑)

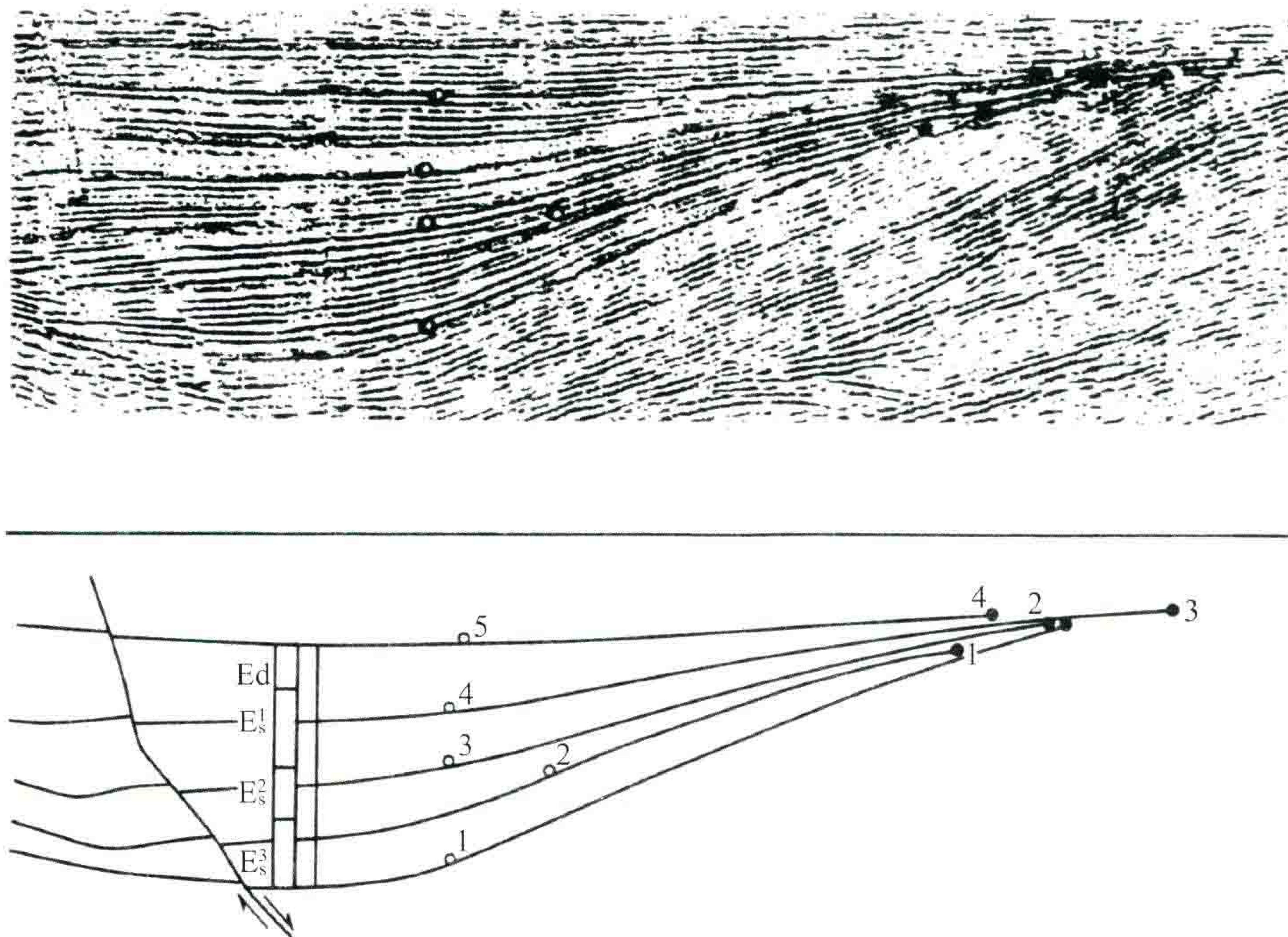


图 11(b) 黄骅坳陷 76～43 测线时间剖面及层序划分的解释剖面(此图引自《石油物探》1979 年第三辑)

此外,在图 11 中还可以看到所标的上超点的位置忽左忽右,文献[4]的作者据此作了对陆相地层湖水平面升降史的分析。我认为这是一种有益的尝试。但是,从我们所做的单斜砂层模型的四张理论合成记录来看,也存在着“视上超点”的忽左忽右的摆动,而且,同一个模型,只要采用的子波稍有改变(滤波档稍有变化),就会形成上超点位置的变动,并且上超点的数目也会变化。所以,根据这些现象研究陆相地层的湖水平面升降运动的规律,可能存在很多问题。

国外用此方法研究全球性海平面的升降运动是否也有类似的缺陷呢?因为滤波档或反褶积因子一变,上超点位置就会有变化。这是值得今后进一步探讨的问题。我想只有在系统中断点很多的大的不整合面附近才能较可靠地说明存在着海平面的上升。那么,究竟如何区分真假上超点呢?我认为解决这个

问题关键还是要提高地震勘探的分辨能力。例如对图 7(a)的模型，如果把地震子波的主频提高，采用 80 Hz的子波与图 7(a)模型褶积，其结果如图 12 所示。图中看不到明显的不整合现象，其中仍有大约一半的相位要发生中断，但从宏观的角度看，不存在不整合及上超现象。在这种情况下，若能成功地做好一条合成波阻抗剖面，也会使上述问题解决得更好些。

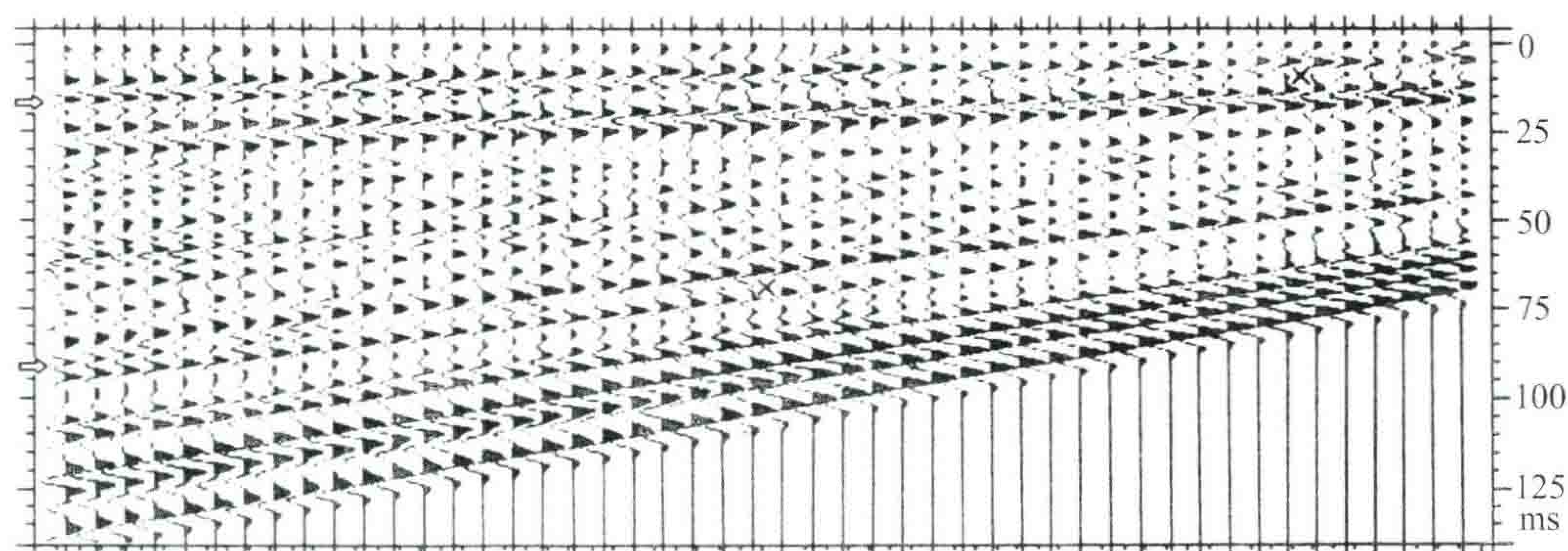


图 12　采用 80 Hz 的雷克子波与图 7(a)模型褶积的结果

现在分析一下退覆现象。Mitchum 等人还在一个沉积层序单元的内部划分了另一种也称为“内部发散”的“退覆”现象，它与不整合面无关，而是前积层内部的地震相位的中断。对于这种“退覆”现象，他们还是理解为两个地层面的相交。谢里夫作了这样的解释：“退覆是一种沉积模式，其中，每一个较新的单元都留下一部分裸露的老地层，这种模式可解释为前积地层”[2]。此外，Mitchum 告诫人们不要把退覆现象与地层加厚的发散结构混同起来。但是，他们并没有指出二者的根本区别，仅仅指出退覆是前积结构的深水一方的中断点，这是不够的，因为我们可以同样用地层减薄模型证明远端上超与退覆之间的相互关系正如同近端上超与(他们所谓的内部发散的)向上翘的中断点是完全相对应的关系。这只需要把我们单斜模型的底界作层拉平，使同相轴向下，就可加以证明。因此，既然有假的上超点，也就会有假的下超点和假的退覆。

图 13(a)中是 19 个砂层均匀向右方减薄至一半，采样率为 1 ms，采用主频为 40 Hz 的雷克子波褶积后的结果如图 13(b)所示，可以看到其中的 A、B 波很像退覆现象，或者在右方后期抬升后可能被解释为远端上超。此外，D 波又像是下超在 K 波之上。可见退覆及下超点也有假的可能性。

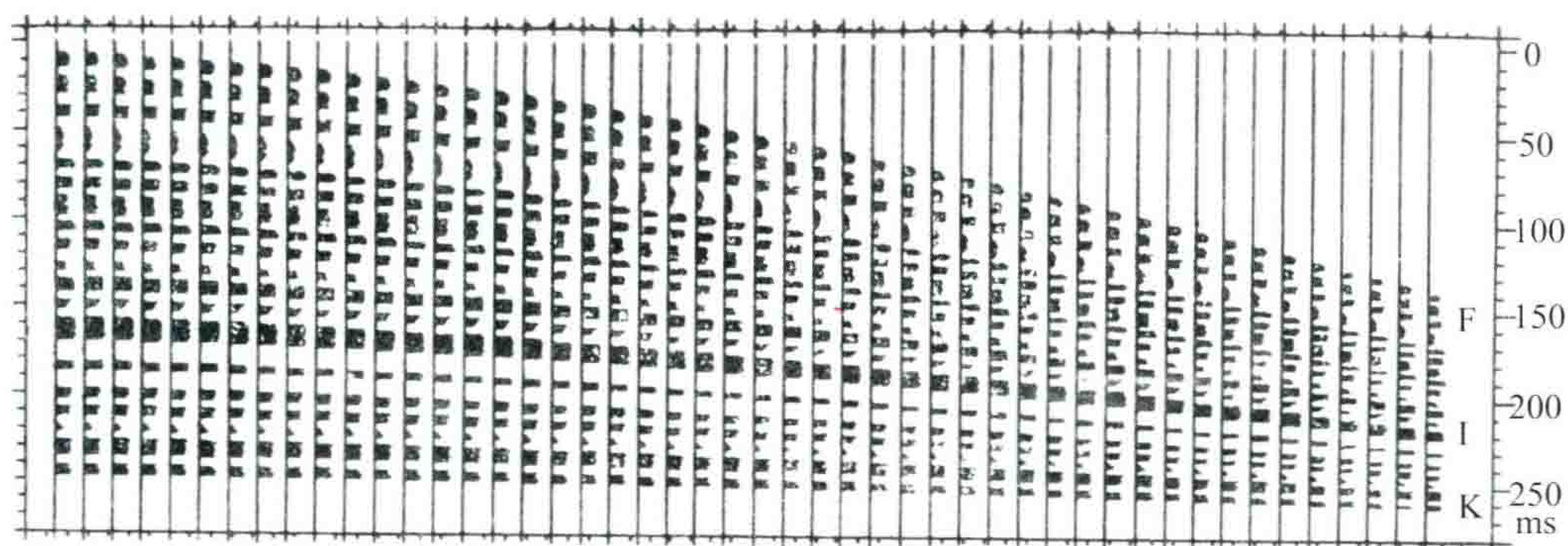


图 13(a)　没有岩性变化只有厚度变化的砂层模型

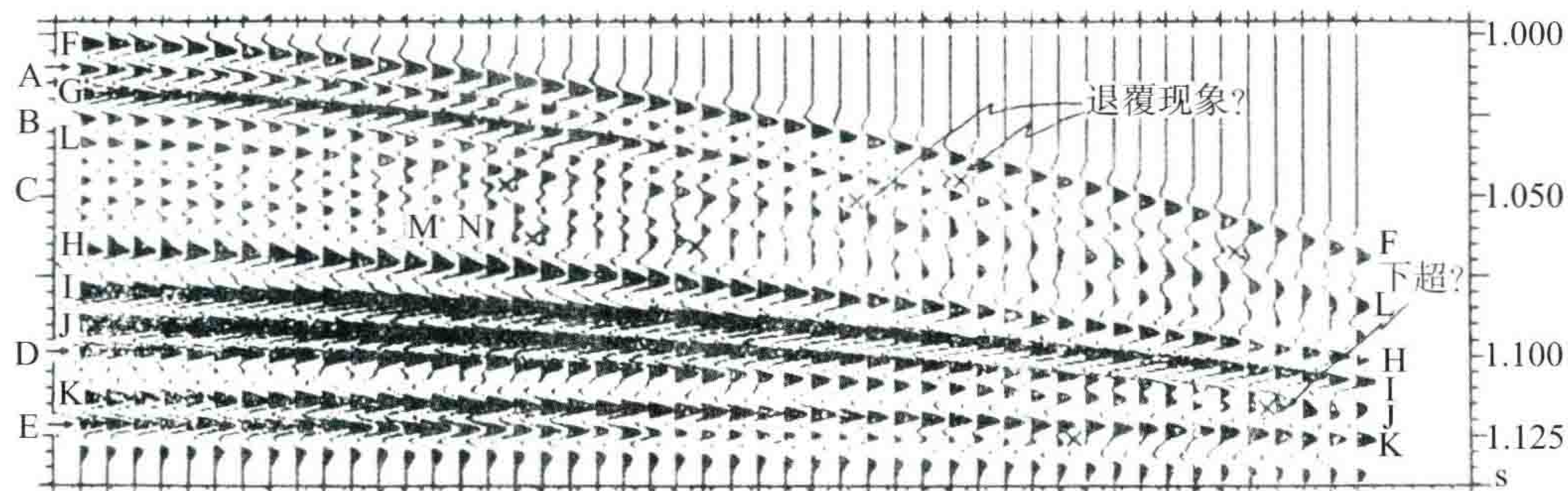


图 13(b)　图 13(a)的理论记录

三、地震剖面上的一个相位能否代表一层砂岩或一组砂层

近年来，我国东部的勘探目标逐步移向非背斜油藏，即寻找地层及岩性油藏，已经有不少成功的例子。在地震地层学的研究方面也有向所谓“小层地震地层学”方向发展的趋势。作为地震解释方面的工作愈做愈细是理所当然的，但必须对地震勘探本身的精度范围要有一个恰当的估计。不少解释人员把地震剖面上的一个相位想象成一层砂岩或者一组砂层，并且用反射相位的振幅预测了砂层的厚度，有时这种做法还取得了成功，找到了石油。到底这种做法对不对？在什么情况下才是正确的？这些问题是需要认真加以研究的。

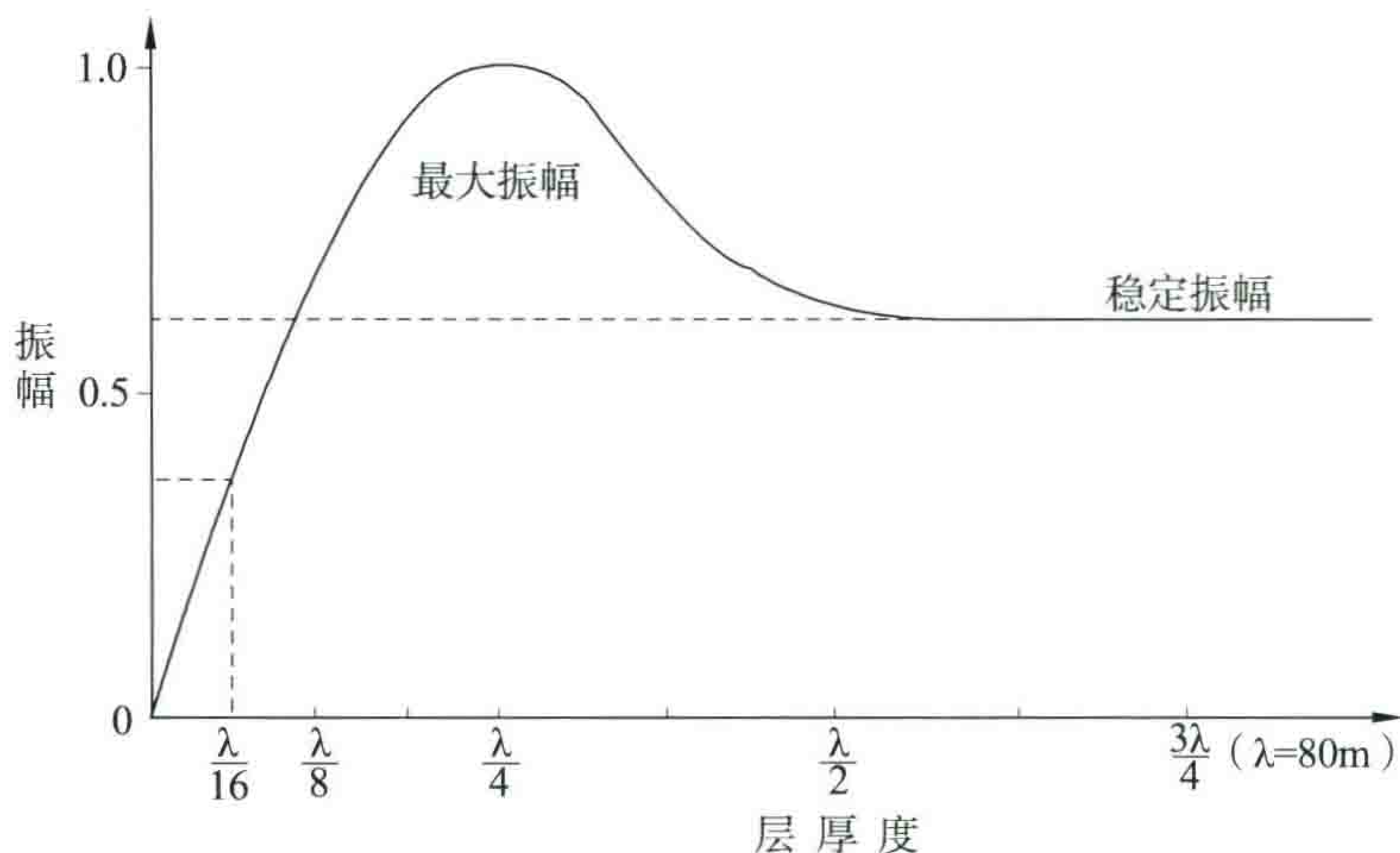


图 14 单个砂层的振幅调谐曲线(采用雷克子波)

先研究单个砂层的情况。单个砂层合成记录的波形振幅调谐曲线如图 14 所示。当砂层的厚度在小于 1/8 波长时，其反射振幅基本上随厚度呈线性增加；当厚度为 1/4 波长时，反射振幅达到最强；当砂岩层厚度更大时，反射振幅又变小，并且逐渐稳定到一个正常值，此时，厚砂层顶底界的正负两个反射脉冲波形也逐渐分离。

因此，当大套泥岩层中只有一层砂岩时，或者几个紧靠的小薄砂层的组合厚度未超过 1/4 波长时，就可以用反射相位的振幅来预测砂层的厚度。这样取得成功的例子是不少的。所以，在泥质岩为主的湖相(或海相)前三角洲沉积中，或前积层内部或者浊流沉积相中，常常可以用地震反射的一个相位的振幅信息，来取得勘探砂岩储集层的成功。

此时，例如图 1 前积体中的每一个强相位，就很可能代表一层砂岩或者一组薄砂层，只要已知一口井中的砂层厚度，就可以在图 14 中的曲线上对反射相对振幅做出标定，从而可以推测其他各处的砂层厚度来。当砂层为薄砂组时，所求得的砂层厚度大致就相当于薄砂层的累计厚度。在没有钻井时，有时也可以根据统计的稳定振幅来做粗略的推断。当然，这种情况要求反射剖面保持振幅信息的真实性，要求只做区域性动平衡，而不能作单道均衡。

这里所说的大套泥岩层段，其实并不排除泥岩中夹有少量薄砂层。因为孤立的 1～2 m 薄砂层对反射振幅的贡献是不大的。也就是说，它们处在调谐曲线的开始振幅上升的起点位置附近。因此，在叠合波形中，不起多大作用。

现在让我们来看河流相中多个砂层组合的一些理论记录。此时利用振幅预测厚度就不准了。图 15(a)是一个厚度为 125 ms(双程反射时间)，约合 190 m 的砂层变化模型，采样率是 0.5 ms，最厚的砂层为 30 个样点，即单层厚度达 22 m。

图 15(b)是用 40 Hz 的雷克子波与图 15(a)模型褶积的结果。图 15(b)虽然不能细致地反映每一砂层，但是，却能大致说明几层较大厚度砂层的存在，以及它们大体的位置，还可以看到砂层薄的地方振幅弱，砂层厚的地方振幅强。在图 15(b)中最高频率的同相轴其视频率可达 80 Hz。

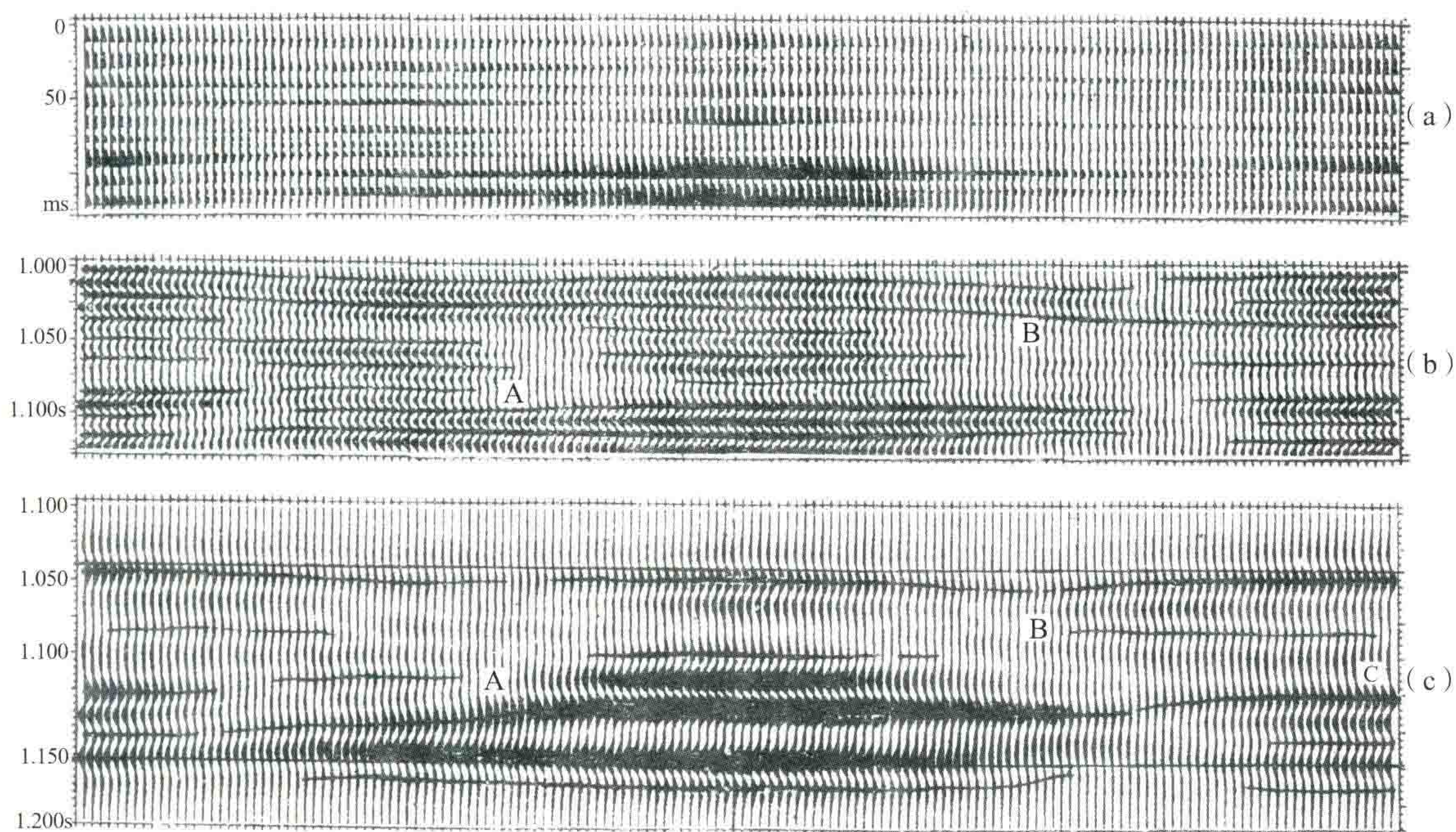


图 15 (a)为砂岩厚度变化的声速曲线模型
(b)为用 40 Hz 雷克子波褶积的理论记录
(c)为用 20 Hz 雷克子波褶积的理论记录

图 15(c)是用 20 Hz 雷克子波与图 15(a)褶积所得的剖面,图中横线之间的部分与模型对应。在此图上就很难判断有几组砂层了,一个反射相位不能代表一层砂。但是,这张图还是能定性地指出厚砂层出现的部位。图中央靠下的一个强振幅透镜状反射波的确反映了模型中砂层最厚的地方,但是,此透镜体的外形并不确切。

总的来说,这个例子显示的效果算是不错的,表明地震反射相位的振幅从宏观上可以反映哪里有较厚的砂层。

当然,这里讨论的是简单的沙泥岩碎屑地层剖面的情况,并且是砂岩与泥岩的波阻抗差别较大。在盐膏层发育和火山岩发育区,可能强振幅就不是反映砂岩的存在。

四、典型的河流相地层的地震反射特征

早在 1962 年,从松辽盆地的三肇凹陷到扶余油田的广大地区,发现 T_2 波组(相当于下白垩世泉头组第四段的河流相砂层组合的反射)其波形经常变化,如图 16 所示。T_2 反射波组的同相轴有时出现"节节高"或"节节低",有时出现绕射波的"八字胡"。奇怪的是这个 T_2 反射波组的顶界包络线却基本平行于上覆伏龙泉组(现名嫩江组)的 T_1 稳定标准层。当时地质部所属地震队采用 T_2 强相位的包络线作构造图,就能和钻井的泉头组顶界分层相吻合。于是在形成 T_2 波形变化的原因方面产生两种解释方案:其一认为这种强相位错断是由断层所引起;其二认为它是砂层变化所造成。到底哪种解释正确没有结论。最近这几年,通过大量的钻探实践。吉林油田的地球物理工作者认为,T_2 波组的波形变化主要是泉头组晚期古河道沉积的反映,其次才是一些张性断层所造成。他们解释为古河道的理由主要有:① T_2 反射的"地堑式构形"在平面上有规律地展布成南北向三个条带,解释为古河道向北注入湖泊(图 17);② 钻井取心见到典型的河道砂岩,并且泉四段底部砂岩的等厚线在平面上与上述推测古河道的三个条带大致吻合;③ T_2 反射波形在发生错断时,常常是波形叠置的,不好开断层,用传统的断层解释方法遇到了困难。

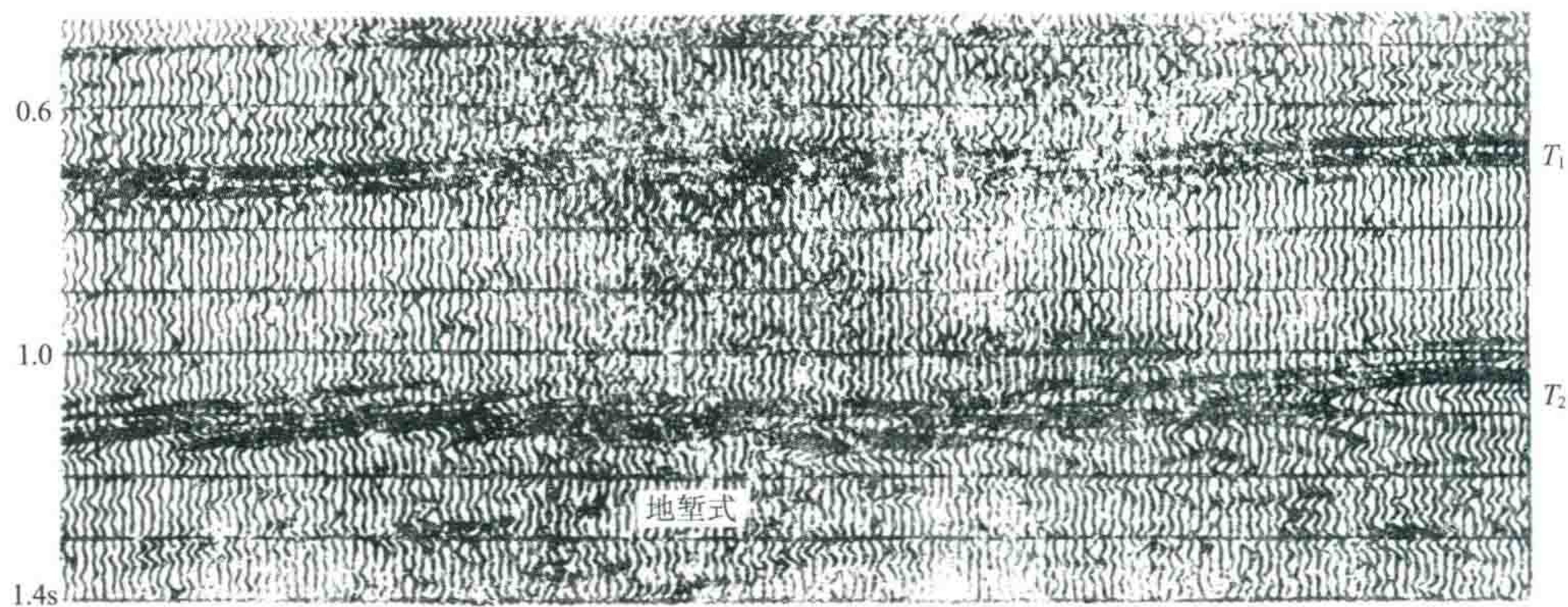


图 16 松辽盆地南部 T_2 波组的"节节高"、"节节低"现象

本人在 60 年代就主张 T_2 波组按岩性变化解释，如今看到他们的结论很高兴。但是，对这个结论我在下一节中还要做一些补充。

图 17 中附有泉头组第四段地层的几个柱状曲线图。该组地层的岩性虽然变化较大，但总厚度却在 77～126 m 范围之内变化，分布广泛。我们为了模拟泉四段的岩性变化，做出了如下 8 个正演模型。

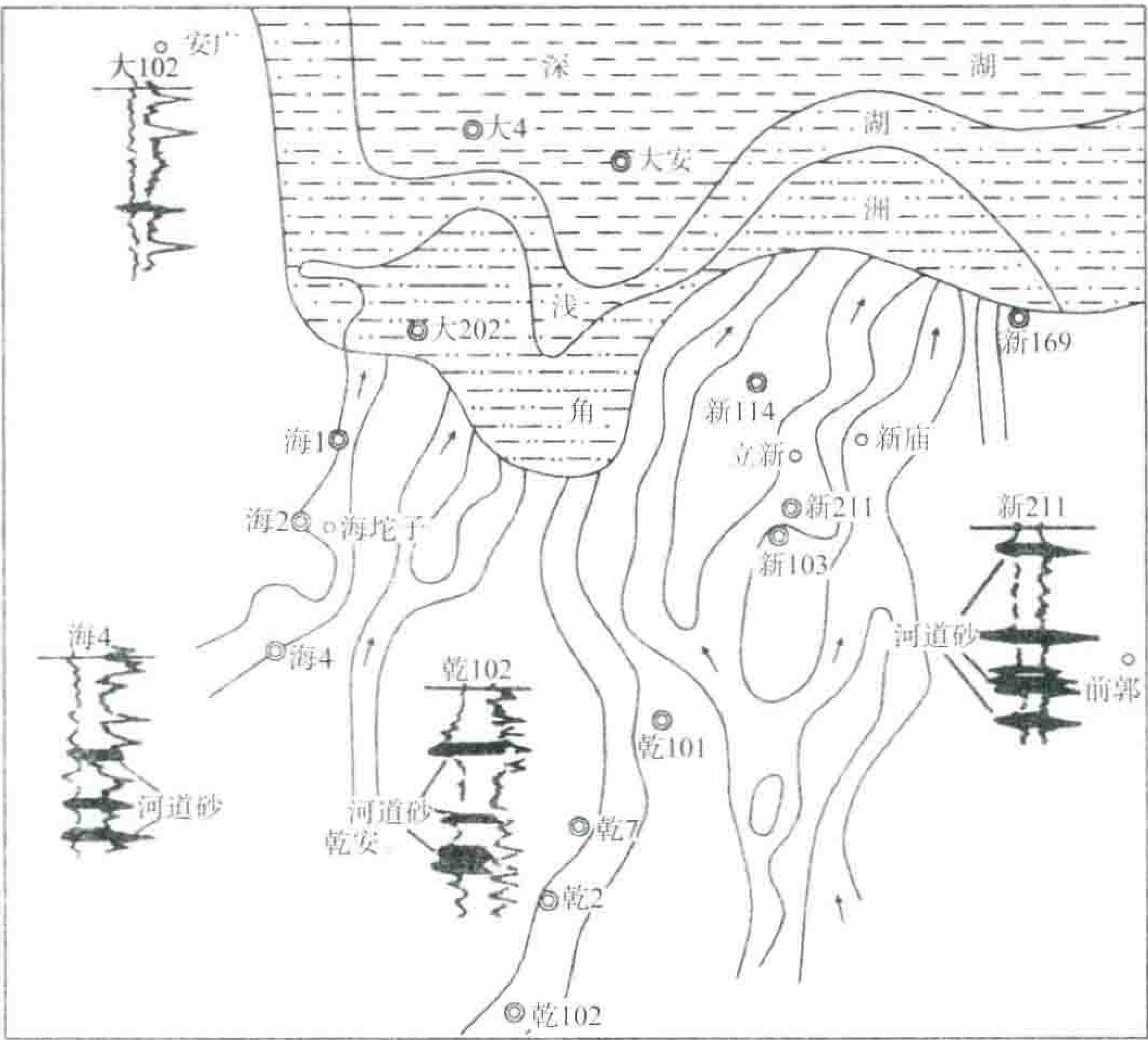


图 17 立新、大安、乾安泉四段古河道发育图(此图由吉林油田地调处编绘)

图 18～21 是四张河流相沉积的模型剖面。每个图(a)均为 91 条声速曲线组成的模型，反映了河流砂层横向推移沉积的情况，图中有意把砂岩(包括透镜体)的产状设计成水平的，单个砂层最厚之处约为 20 m，薄的是 1～2 m，采样率为 0.5 ms，模型总厚为 50 ms，约合 75 m。每个图 b 均为采用主频 20 Hz 的雷克子波与模型 a 反射系数序列褶积的结果，为了看清波谷部分的形态，使用了波峰及波谷同时涂黑的显示方法。图中波峰部分用一根对比轴线勾画出来，波谷部分不勾线。

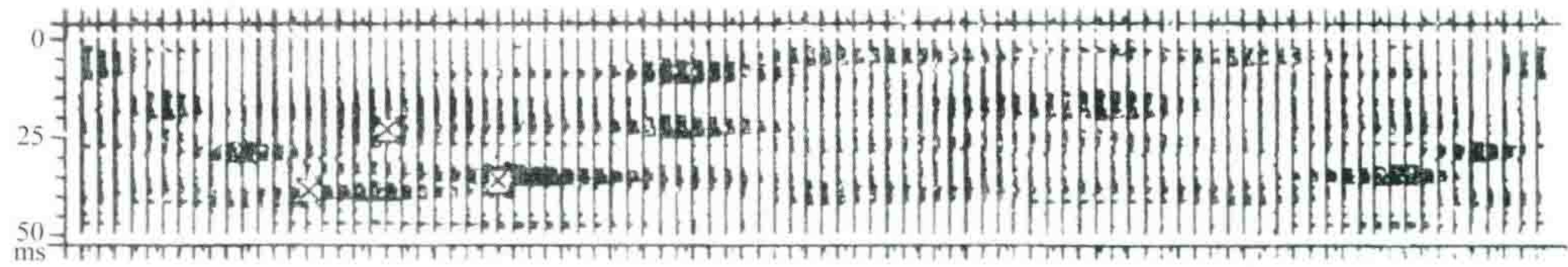
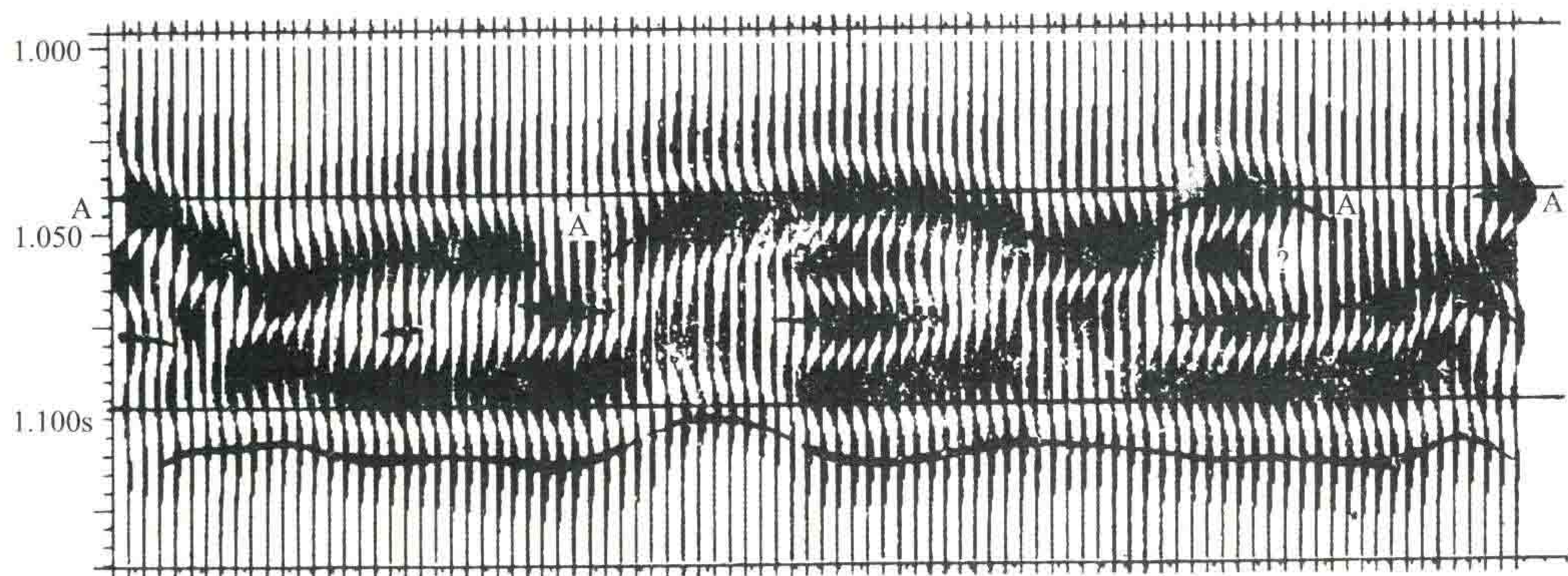


图 18(a) 一系列水平产状的砂层的声速曲线模型



18(b)　用 20 Hz 雷克子波与图 18(a)模型褶积的结果图中两条横线之间的部分与图 18(a)相对应

对比图 18(a)与图 18(b)可以发现反射波峰同相轴基本上跟着厚砂层走，但也有不符合的地方，图 18(a)中打"×"符号处，就是实际砂层在图 18(b)上没有反映的地方。图 18(b)反射图形出现三个像眼球状的构造，其实并不是砂岩透镜体的反映。

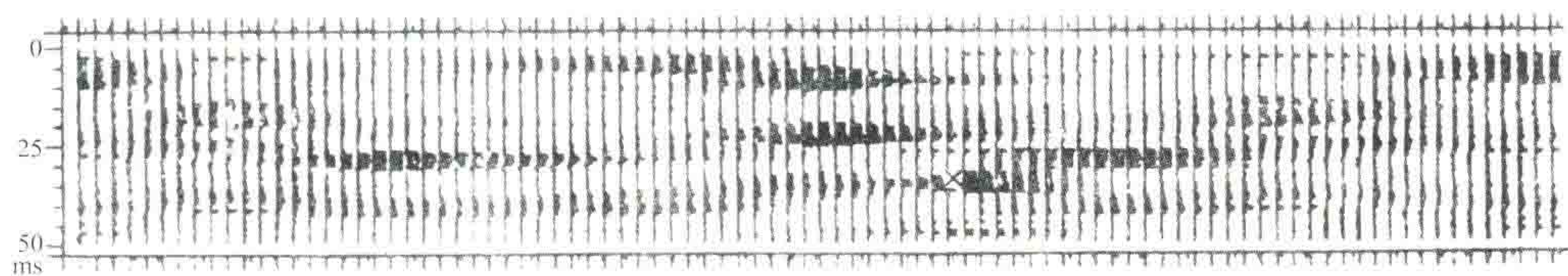


图 19(a)　声速曲线模型，左右两边的两条曲线是完全一样的，即它们可以组成一个闭合圈

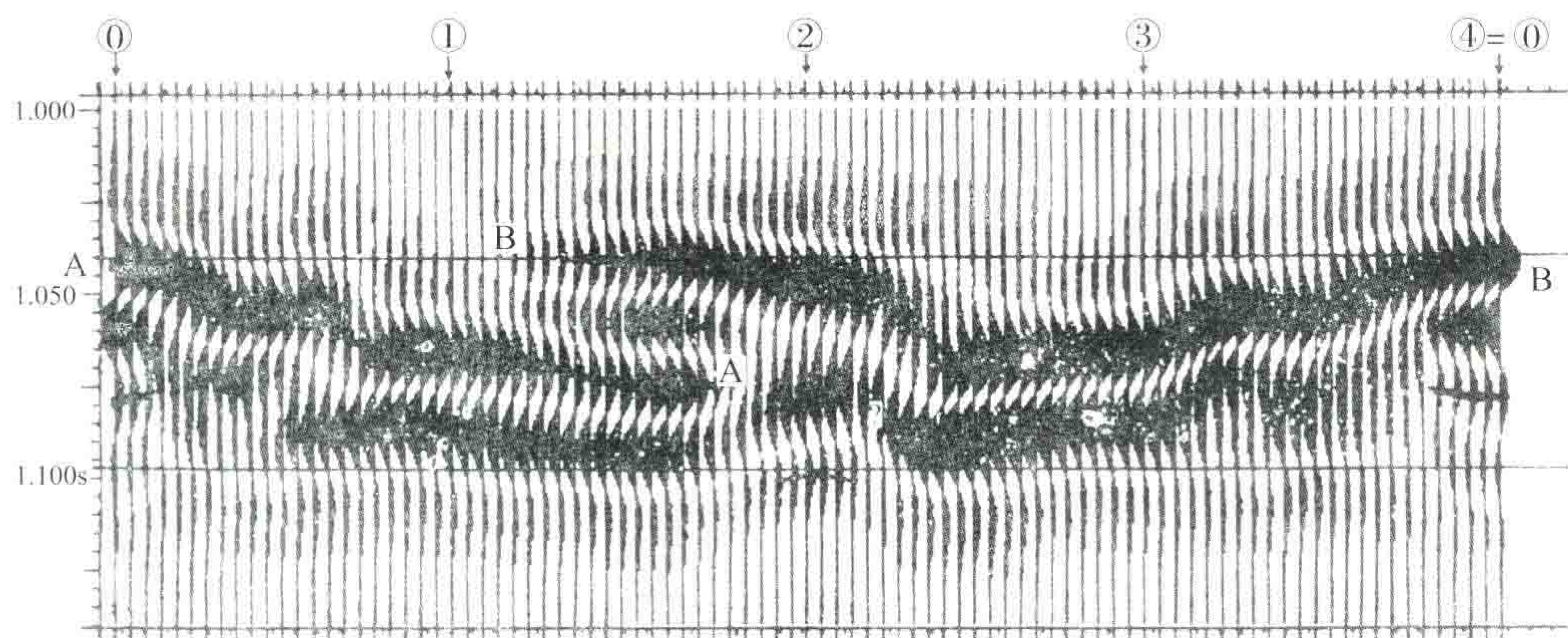


图 19(b)　用 20 Hz 的雷克子波与图 19(a)模型褶积的理论记录

图 19(b)出现一个波峰向下凹的同相轴，其位置基本上与图 19(a)的厚砂层的位置相符。追踪波峰，左方的 A 波追踪到中间发生中断，然后强相位转到上面 B 波去了，一直追到右方最末一道。有趣的是这几个模型的左方第 1 道和右方第 91 道的内容是完全相同的。假想这条剖面是中间有三个交点①②③组成一个正方形闭合圈，那么，从中间交点②出发，向右经过⑧④①回到②，兜一个闭合圈，就会发现你所追踪的 B 波变成了 A 波，即自动下降了一个相位，造成不闭合。这种情况和 1962 年在松辽盆地三肇凹陷遇到的 T_2 波组相位不闭合的现象十分相似，后来用人工合成砂层变化的理论合成剖面证实，这种现象主要是岩性变化的特殊反映。

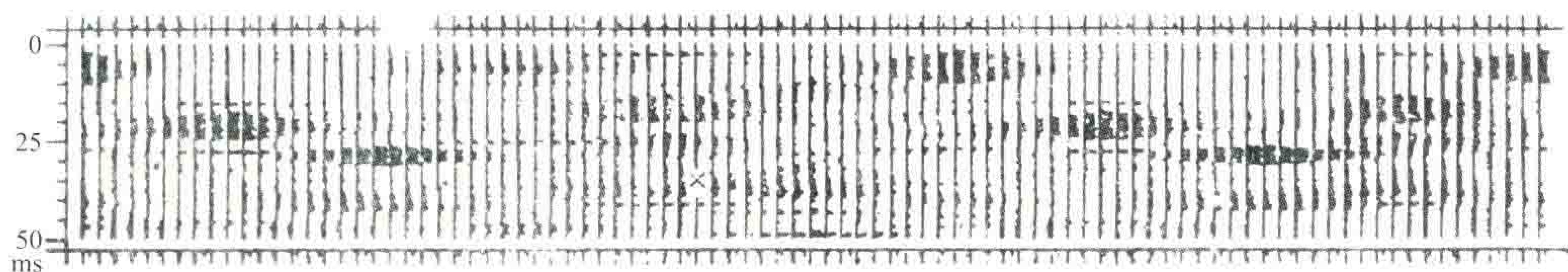


图 20(a)　砂层声速曲线模型

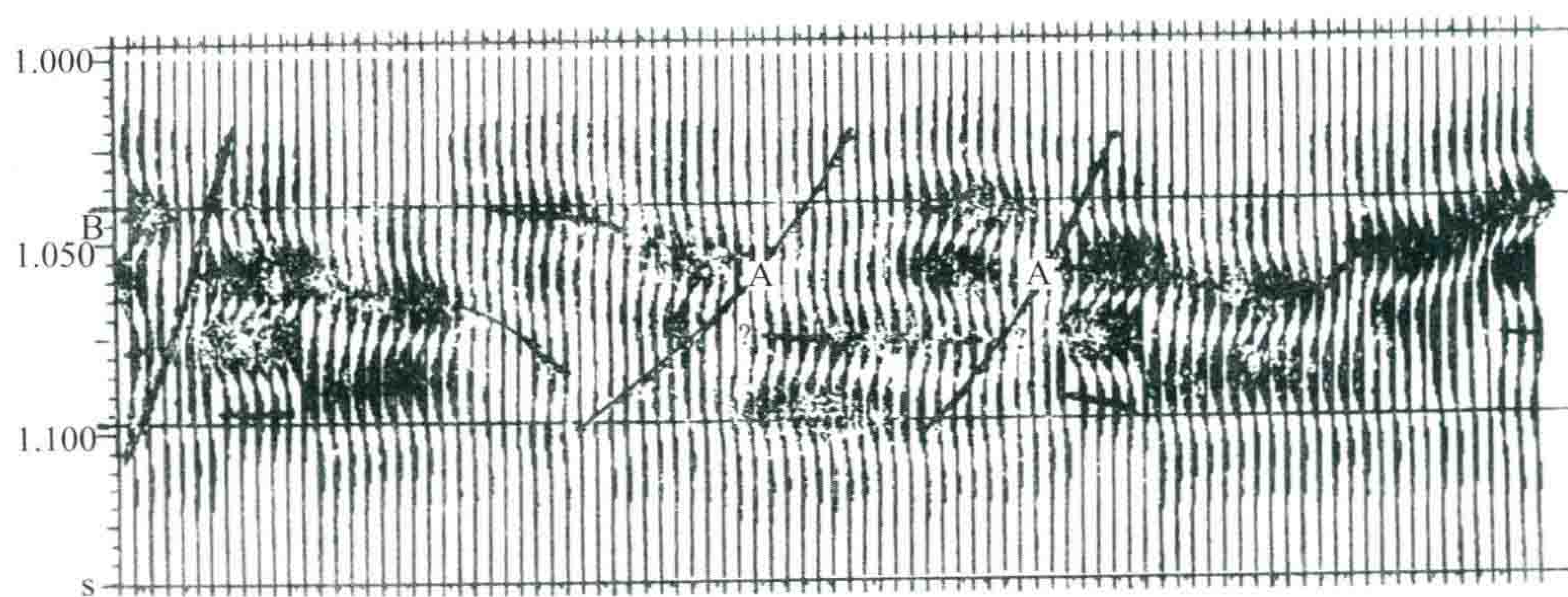


图 20(b) 图 20(a)的理论记录,强反射之处基本与田 20(a)模型中的砂层对应

图 20(b)是岩性变化的剖面,似乎也可以把强相位解释为断层并不困难,但实际上并不存在断层。

图 21(b)是另外一种情况,他表示向右追踪一个波峰时,兜了一个闭合圈下降了一个相位,正好和图 19(b)的情况相反。

图 22~25 是将横向波形作了放大,其显示方式类似于图 18~图 21。

图 22(b)反映一个"地堑式"下陷的波形变化。如果认为它代表古河道的河床主体,那么图 22(a)声速模型的答案告诉你,这仅仅是厚砂层的分布位置紧靠下方而已,并不意味着这里是河道砂岩发育的地方。当然上方以泥质岩为主可能说明这里是河床切割的后期充填物,以泥质为主。

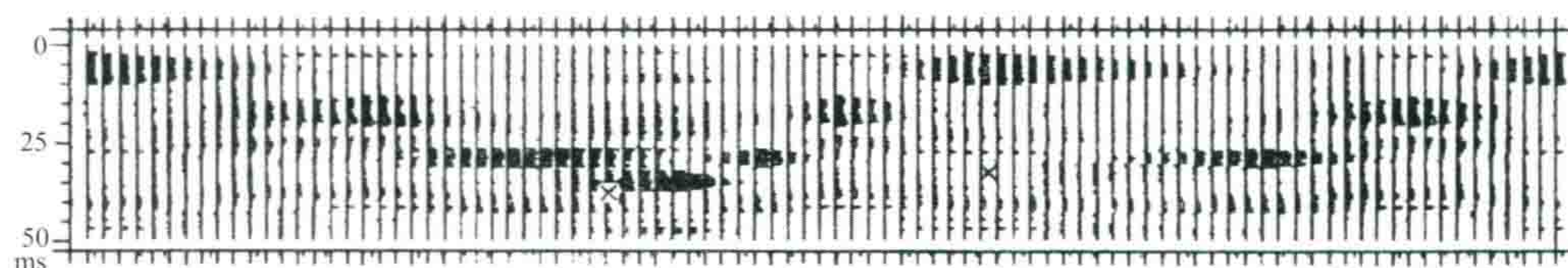


图 21(a) 声速曲线模型,左右两边的曲线是一样的,代表一个闭合圈

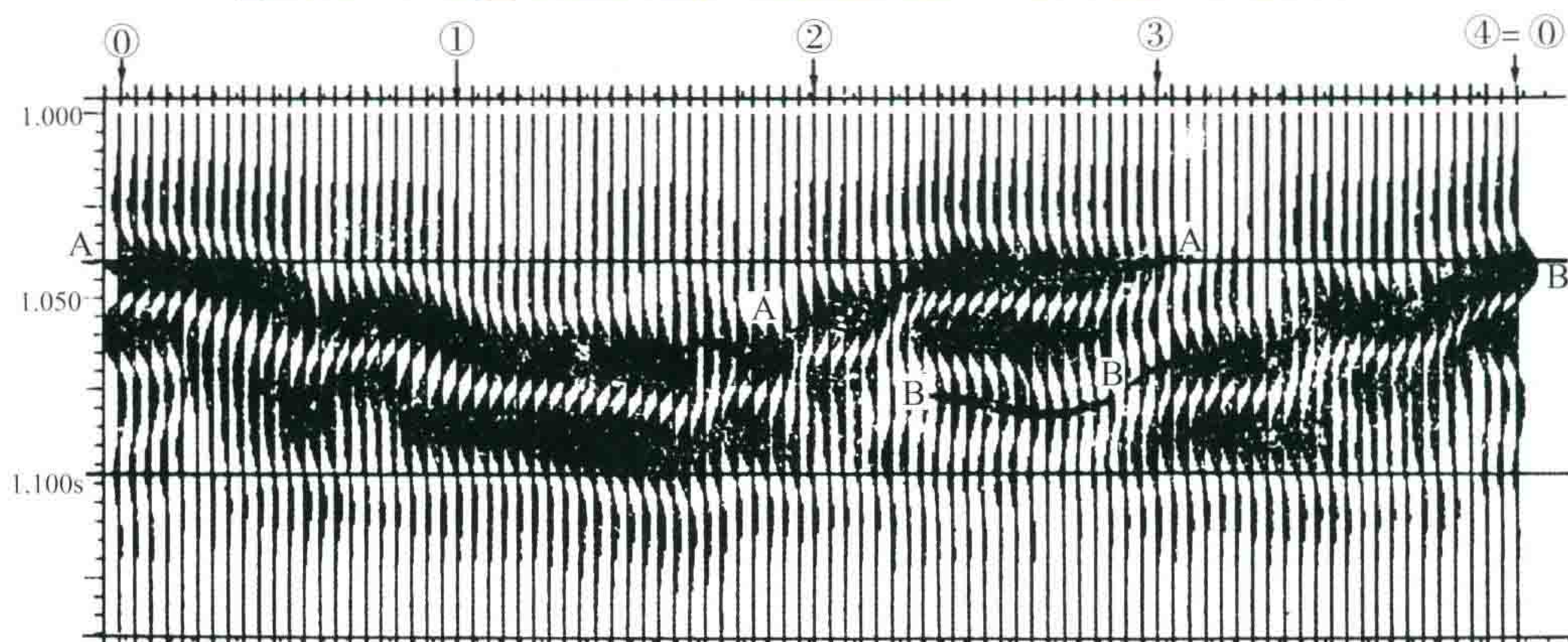


图 21(b) 由图 21(a)的理论记录向右追踪相位 A,经过一个闭合圈后下降了一个相位

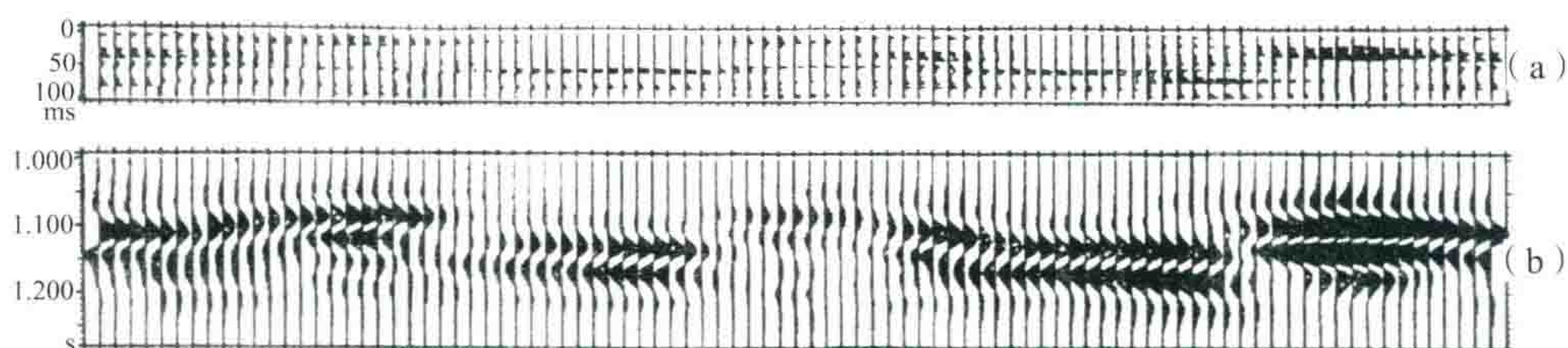


图 22

(a)为砂岩声速曲线模型,泥岩基线 3000 m/s,满刻度 3750 m/s

(b)为模型(a)的理论记录,地堑式构形是由于中部砂岩的位置较低形成的

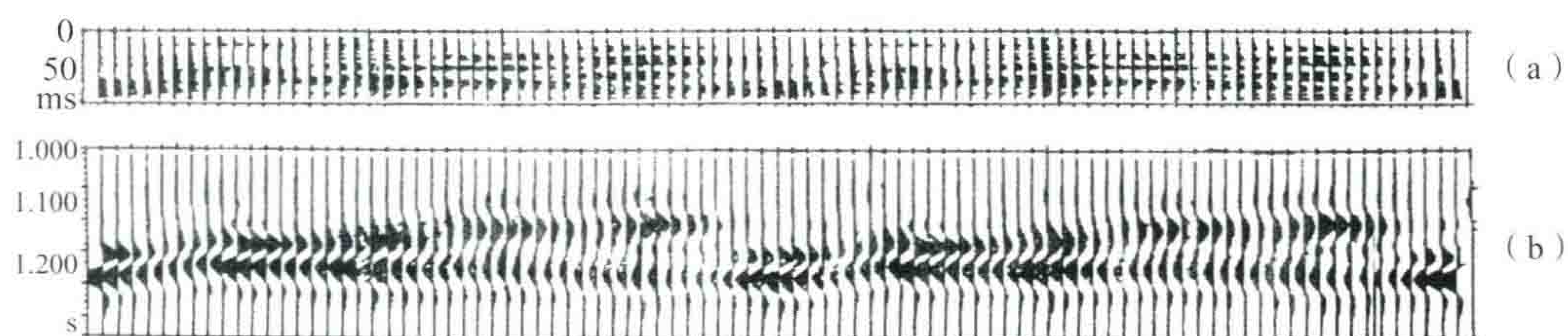


图 23

(a)为砂岩声速曲线模型 (b)为模型(a)的理论记录

图 23(b)代表着反射波形的“节节高”现象，追踪波峰相位，自左向右，升高了两个相位。图 23(a)告诉我们并不是简单的砂层做“麻花状”或“叠瓦状”的堆积。此剖面两头的波形也是一致的，如果当作一个环线，则兜一个闭合圈，将升高两个相位。

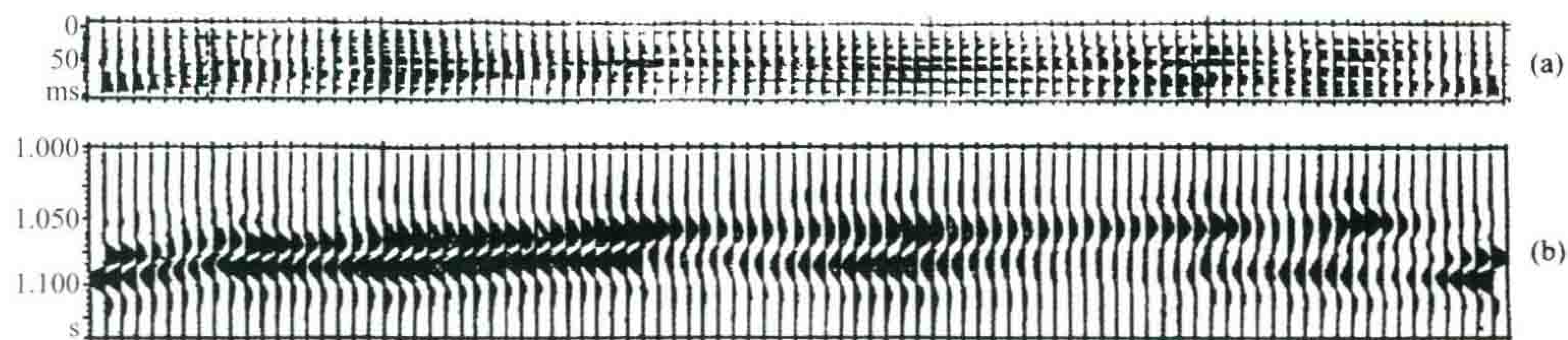


图 24

(a)为砂岩声速曲线模型 (b)为模型(a)的理论记录

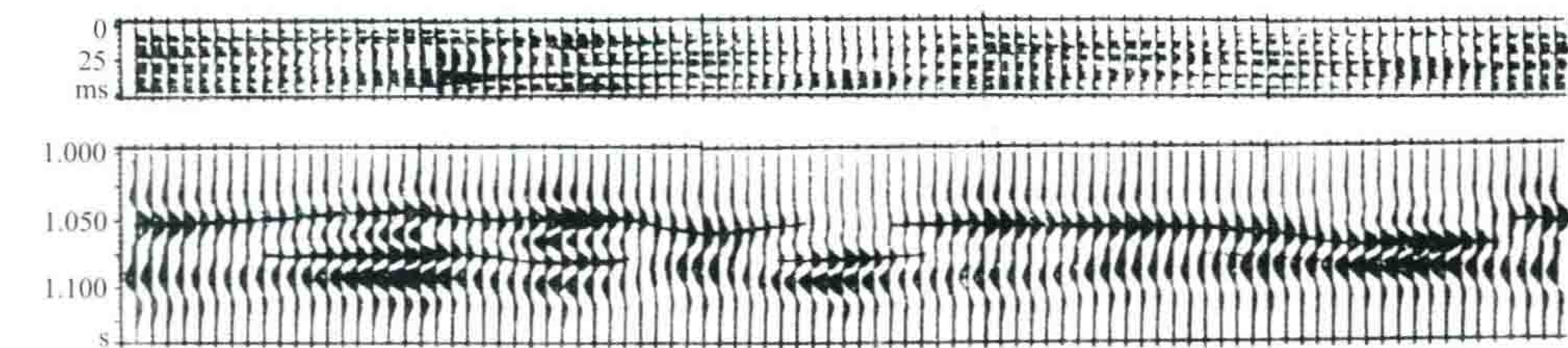


图 25

(a)为河道砂岩较发育的声速曲线模型

(b)为理论记录，反射波变化频繁，规律性不强

图 24(b)代表着向右方抬高的倾斜波形，反映厚砂层的沉积层位逐渐向右抬高。只看图 24(a)的声速曲线，很难想象出图 24(b)的正演波形结果。

图 25(a)的声速曲线模型，其砂层更加发育，就更难以想象波形记录的样子了。图 25(b)是它的波形图，在中央显示出一个“地堑”，其他部分的波形更加复杂化。

以上 8 幅图可以代表河流相沉积的典型反射图形，由此可以看到河流相的反射图形是十分复杂而多变的，当厚砂层较少时(图 18～23)，反射强相位基本上是跟着厚砂层走的。但是，当厚砂层较多时，情况就较复杂(图 24～25)。总的说来，波峰相位大致反映着厚砂层的宏观位置。一般地说，河流相沉积中反射同相轴的产状不能代表地层面的产状和微观砂层的产状，干涉波形的视同相轴可以转移到相邻的一个相位上去。

五、地震反射构形能否代表地下地质体的外形

反射构形意指反射图形的结构形状。由上述各个例子可知，我们不能简单地把反射构形直接地认为是地下结构。图 26(b)是一个明显的眼球状结构，但它并不说明地下有一个透镜体砂岩，相反，在眼球的中间是以泥岩为主。

最近在苏北地区工作的一个外国解释专家，把地震剖面上的下第三系三垛组里所有的透镜状外形的反射图形都勾画出来，并标到平面图上，以为那是砂岩透镜体的真实位置，我对此举表示疑虑(下面我们要说明，如果真的是砂岩透镜体，其上下两个反射界面的极性要相差 180°)。

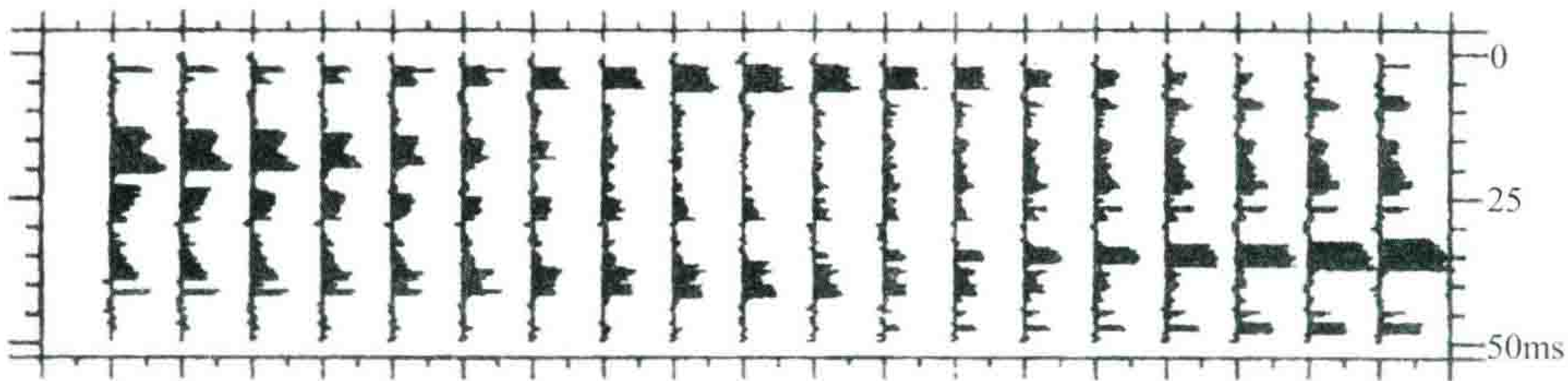


图 26(a) 砂层模型，单层厚度 1～15 m，总厚度 75 m，采样间隔 0.5 ms

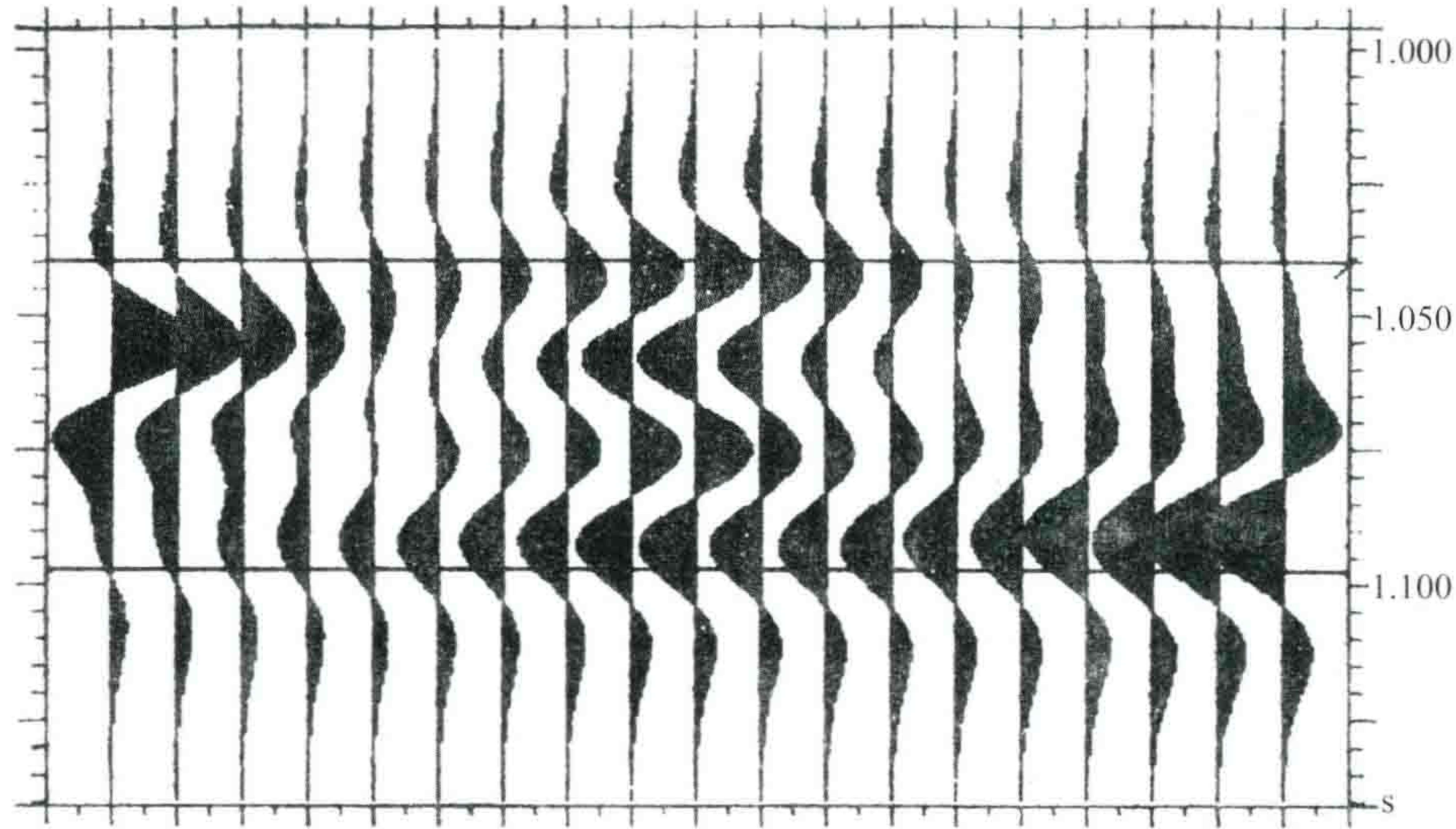


图 26(b) 用 20 Hz 雷克子波与图 26(a)褶积所得到的理论记录，图中眼球状结构不是一个砂岩透镜体的反映

下面我们来分析华北平原上第三系河流相及松辽平原泉头组地层的沉积特征。我认为形成的泉头组地层特征有两个。首先，松辽盆地东南部泉头组第四段厚度不大(77～126 m)，相当于 50～80 ms 双程反射时间。但其上下都是反射平静段，上面青山口组是厚 400 m 的泥岩段，造成一个非常平静的背景，泉头组下面的地层比较致密，反射系数也较小，所以，T_2 强波波形特征比较明显。而华北地区的上第三系河流相地层厚达千米以上，波形经常变化，人们已司空见惯。其次，松辽三肇地区在 T_2 波组的上方，有一个反映湖相沉积十分稳定的 T_1 反射波组，它与 T_2 基本平行，所以，更加鲜明地衬托出 T_2 波多变的特殊现象。

为了进一步说明上述第一个原因，可再看一个厚度较大的河流相沉积反射理论记录(图 27)。当河流相地层总厚度大于三个相位时，人们往往忽视个别同相轴的局部变化，很自然地从整体上去认识河流相沉积特征，而做出正确的判断。

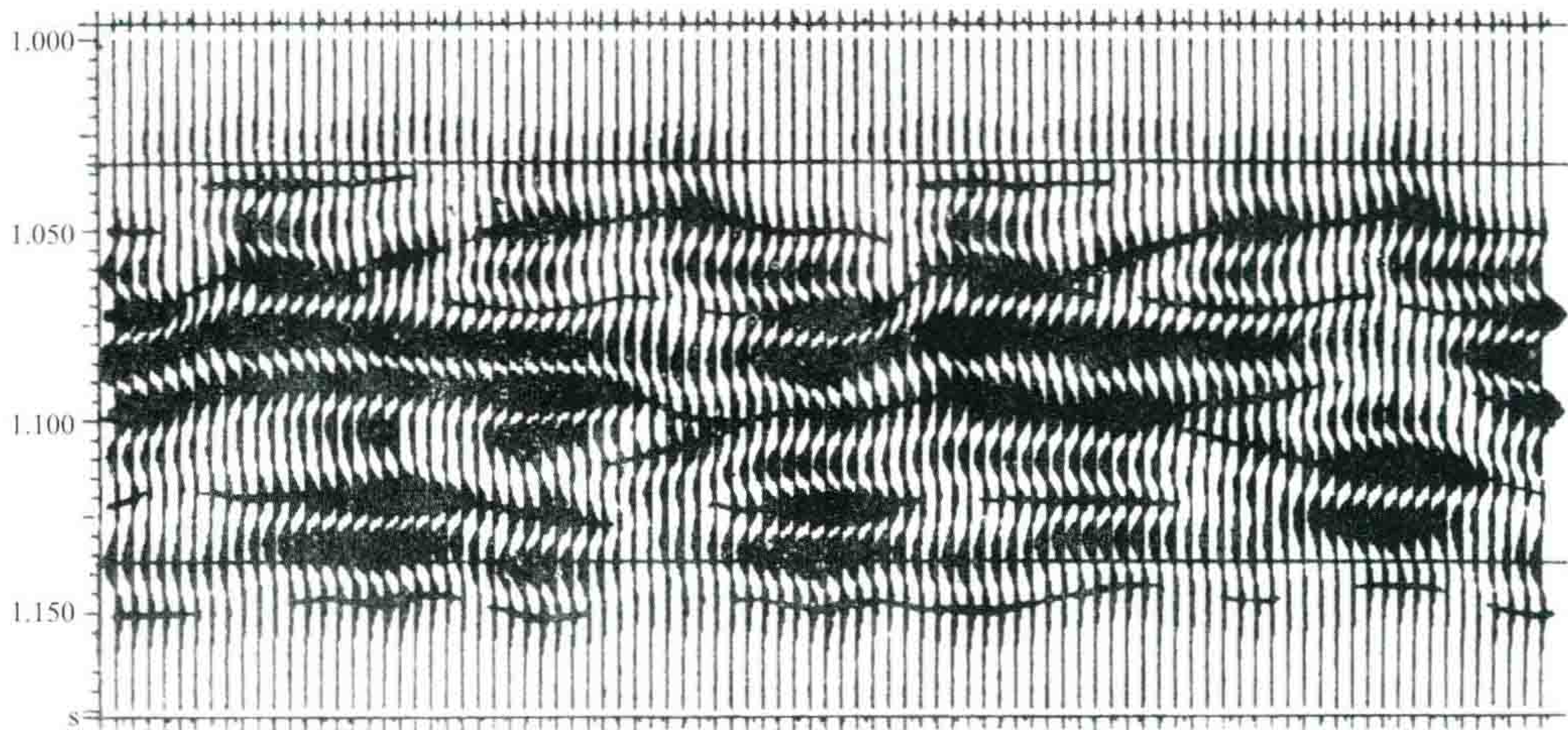


图 27(a) 河流相地层总厚度大于三个相位的理论记录

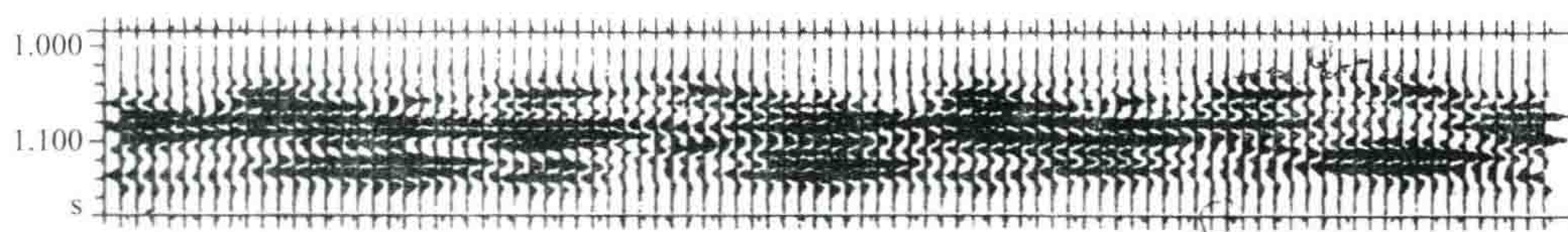


图 27(b)　把图 27(a)的纵坐标压缩 3/4 后所得到的结果

这里举一个例子，把图 23(a)和图 25(a)两个模型合并成一个总厚度为 150 m 的厚砂层模型，采样点为 200 个。采用主频为 30 Hz 的雷克子波与这个厚模型褶积，得到如图 27(a)的理论记录。此时我们看到反映河流相沉积的反射波有 5 个相位，人们肯定不会认为地层是东倒西歪的，也不会认为是断层现象。将图 27(a)的纵坐标压缩 3/4，就变成 2 ms 采样的记录，即图 27(b)所示。用这种方式显示可以明显地看到它宏观上的产状是水平的，很像华北地区上第三系的河流相的反射记录。

六、河流相地层不同子波的反射记录

现在我们再集中地分析一下用不同的子波与河流相砂层模型褶积的结果。

先从砂层变化的图 19(a)模型出发，把雷克子波的主频降到 10 Hz，与图 19(a)模型褶积的结果如图 28(a)所示。可以看到由于低频子波分辨能力的降低，到处只剩下一个波峰及一个波谷了，图 19(b)中部的波形分叉现象也不见了。

图 28(b)是将图 19(a)模型纵向压缩 1/2 的结果。图 28(c)是采用主频为 20 Hz 的雷克子波与图 28(b)褶积的结果。可以看到图 28(c)与图 28(a)的波形是完全一致的，仅仅是图 28(a)的纵向点数多了一倍。所以，子波频率低一半就等效于模型的厚度减小一半。

本文所有的模型，其子波频率的定义是任意的。例如，某模型定义为 0.5 ms 的采样率、20 Hz 的雷克子波的合成记录，与模型采用 1/4 ms 采样率、40 Hz 雷克子波的合成记录完全等效。

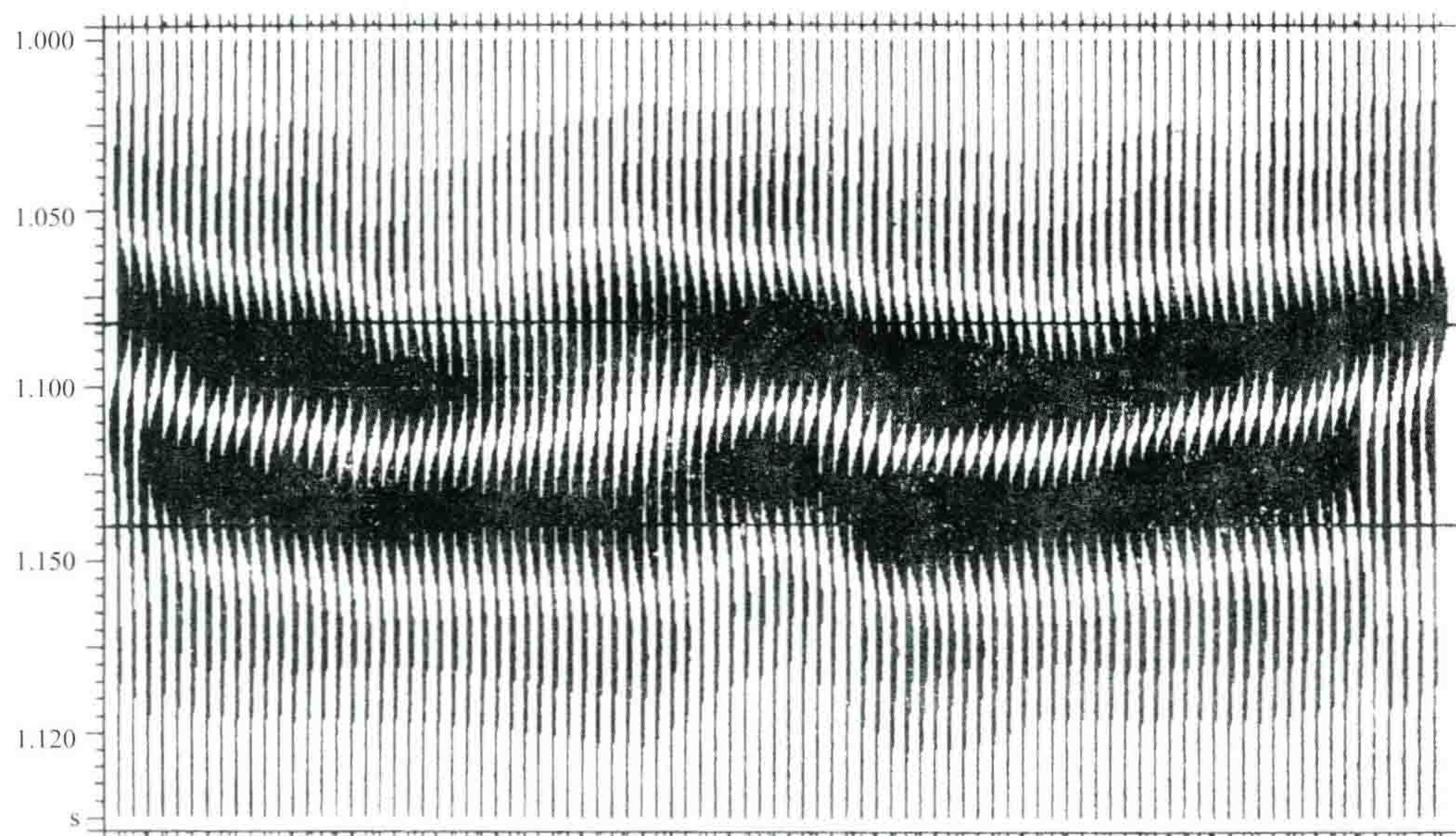


图 28(a)　用 10 Hz 的雷克子波与图 19(a)模型褶积的结果

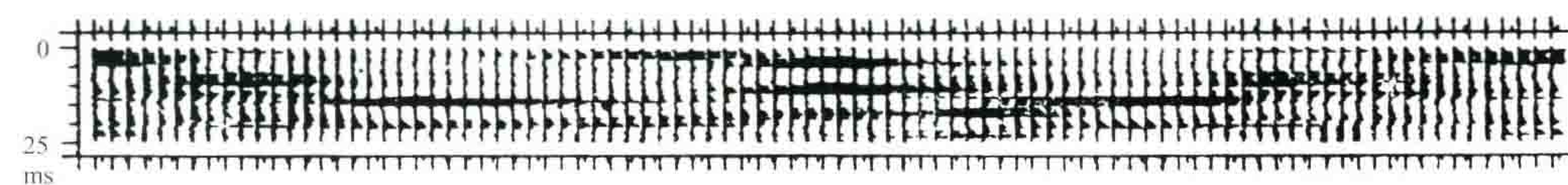


图 28(b)　将图 19(a)模型的纵坐标压缩 1/2 后的结果

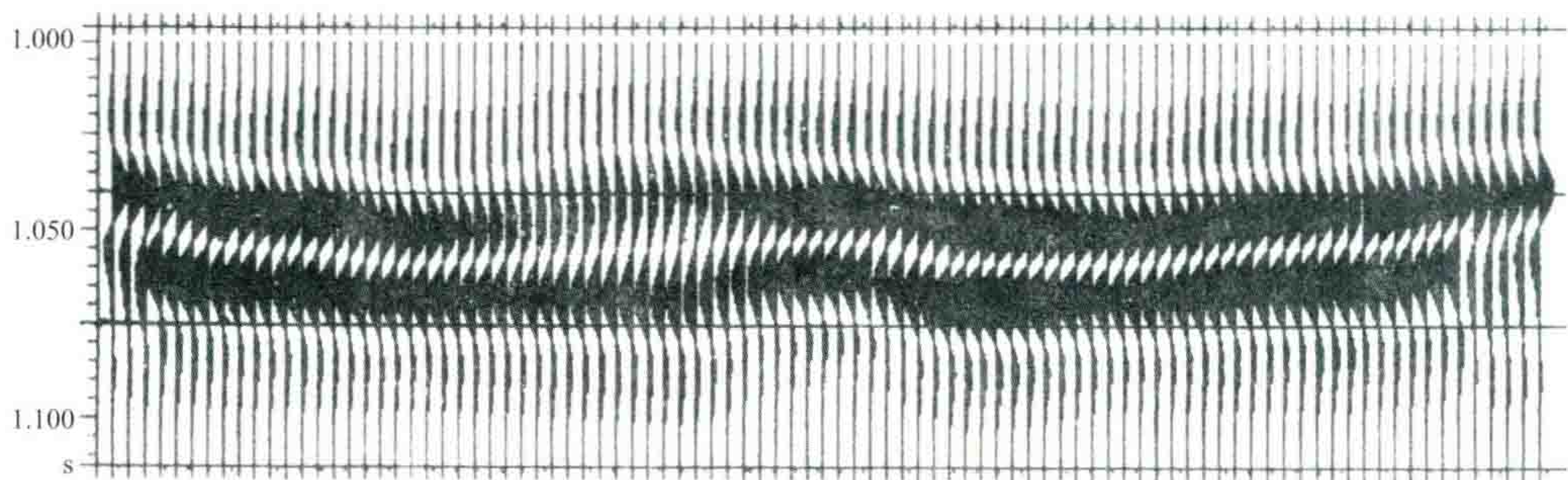


图 28(c) 用 20 Hz 雷克子波与图 28(b)模型褶积的结果

现在我们仍从砂层变化模型图 19a 出发，若采用 40 Hz 雷克子波作褶积，就得到图 29(a)。将此图与图 19(a)比较可见，当分辨能力提高后，各波峰同相轴与较厚砂层分布的位置吻合得更好。

若模型不变，再把子波的频率提高一倍，即子波主频变为 80 Hz，所得的反射理论记录如图 29(b)所示。此图中几乎每一个较厚的砂层都有了明确的位置。注意，每一个砂岩透镜体的顶面反射是波峰，而底面反射是波谷。这是高频子波条件下的必然现象。因为顶、底反射系数是相反的，所以透镜状砂体并不反映为两个波峰同相轴形成的透镜体地震构形。只有在成功地转换为合成声阻抗剖面以后，地下的透镜体才会有透镜状的外形。

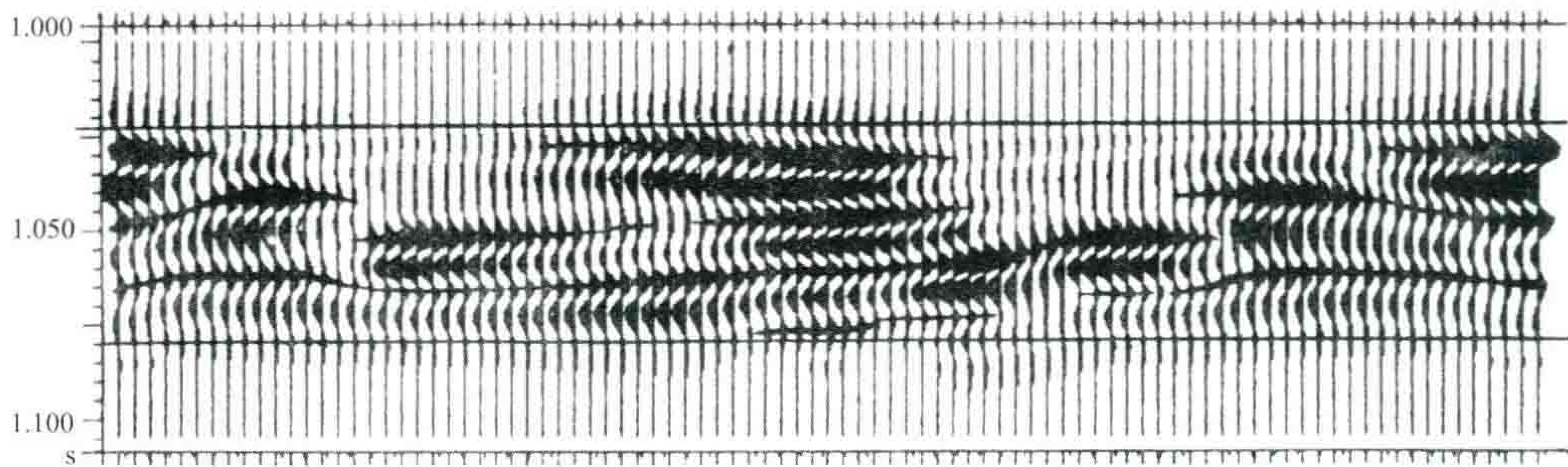


图 29(a) 用 40 Hz 的雷克子波与图 19(a)褶积的结果

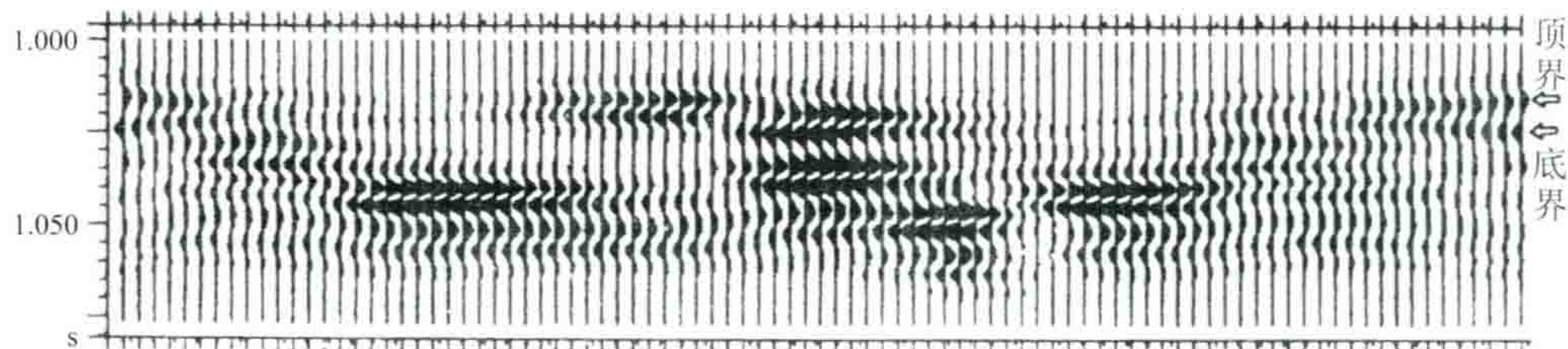


图 29(b) 用 80 Hz 的雷克子波与图 19(a)褶积的结果

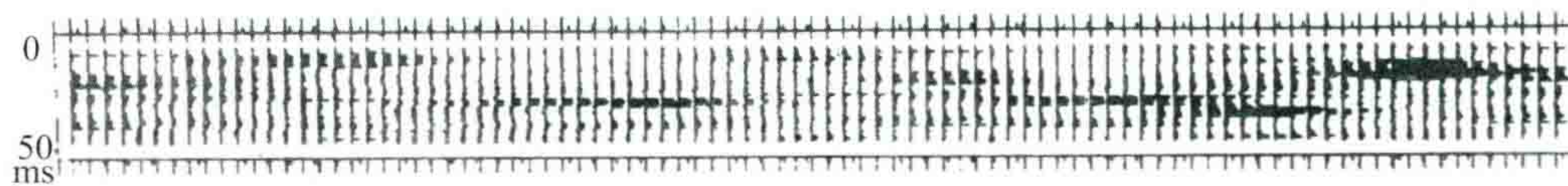


图 30(a) 砂层变化模型，总厚 50 ms，约合 75 m，采样间隔 1 ms

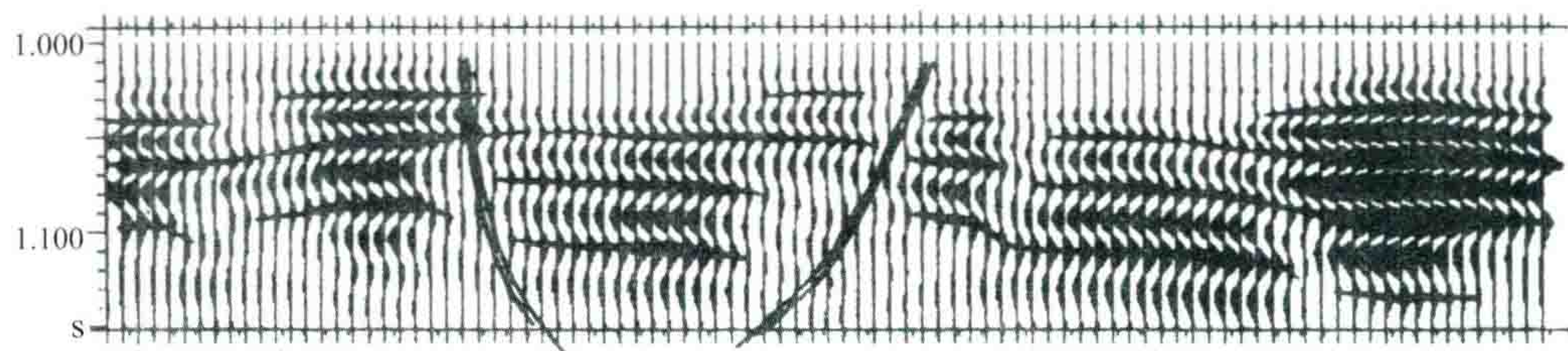


图 30(b) 用三个半相位的阻尼拉伸正弦子波与图 30(a)模型褶积的结果

最后再提一下多相位子波的表现形式。我们采用一个阻尼拉伸正弦子波，它的视周期呈指数型逐渐

增大，共三个半相位。用它与砂岩变化模型[图 30(a)]褶积，结果如图 30(b)所示。此图与 60 年代在松辽平原记录的 T_2 波组很相似，与不做反褶积的模拟记录也相似。

七、既有厚度变化又有岩性变化下的反射图形

现在我们把前面几节所讲的影响河流相沉积反射特征的几个因素综合在一起，做一个综合性模型。

先形成一个产状水平的岩性变化模型[图 31(a)]。采样率为 1 ms，总厚 280 ms，约合 460 m，水平方向有较缓慢的岩性变化。总体上说岩性向右方变粗，砂层厚度变厚，右方最厚砂层为 30 m。

图 31(b)是用 40 Hz 雷克子波与图 31(a)模型褶积所得的合成记录。从图上看，地层的总趋势是水平的，但仔细观察就可以看到 E 波向右微微下倾，G、H 波向上倾。A 处有一个分叉，B、C、D 处有波形变化。

图 31(c)是用 30 Hz 的雷克子波与图 31(a)模型褶积的结果，也可看到 E 波向右下倾，A、B、C、D 等处产生同相轴分叉合并现象。

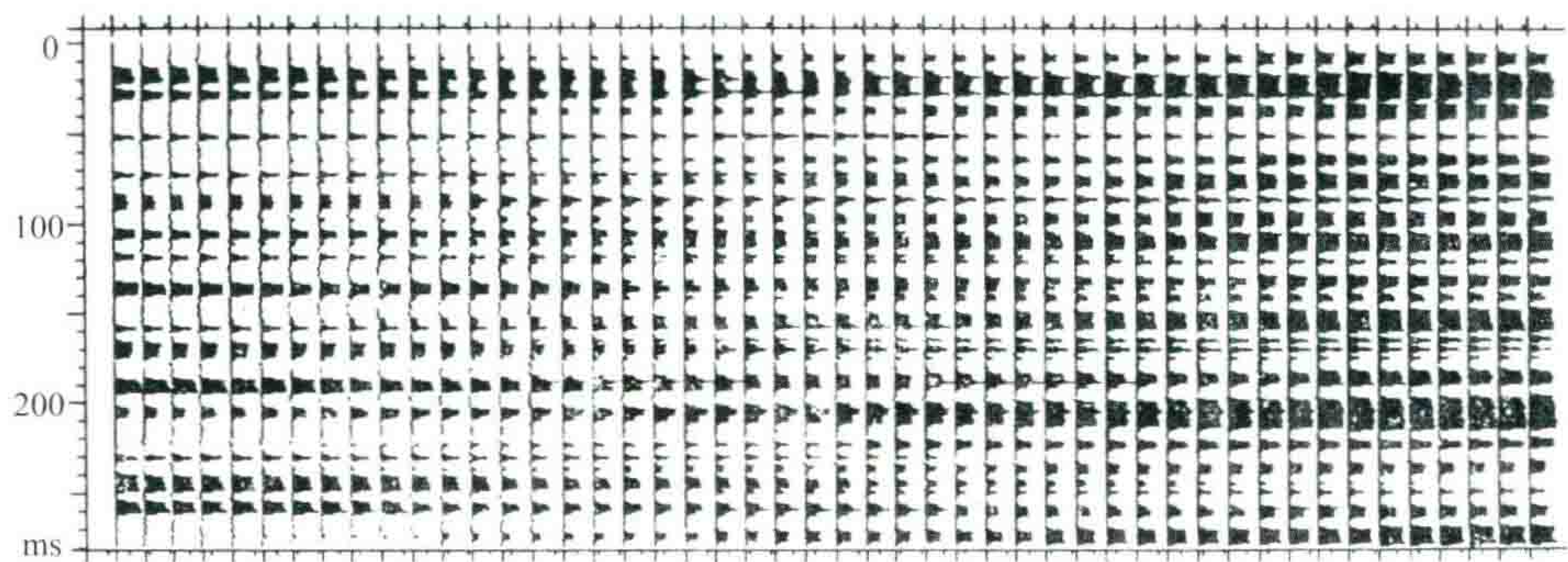


图 31(a)　岩性有变化，总厚度不变的水平层模型

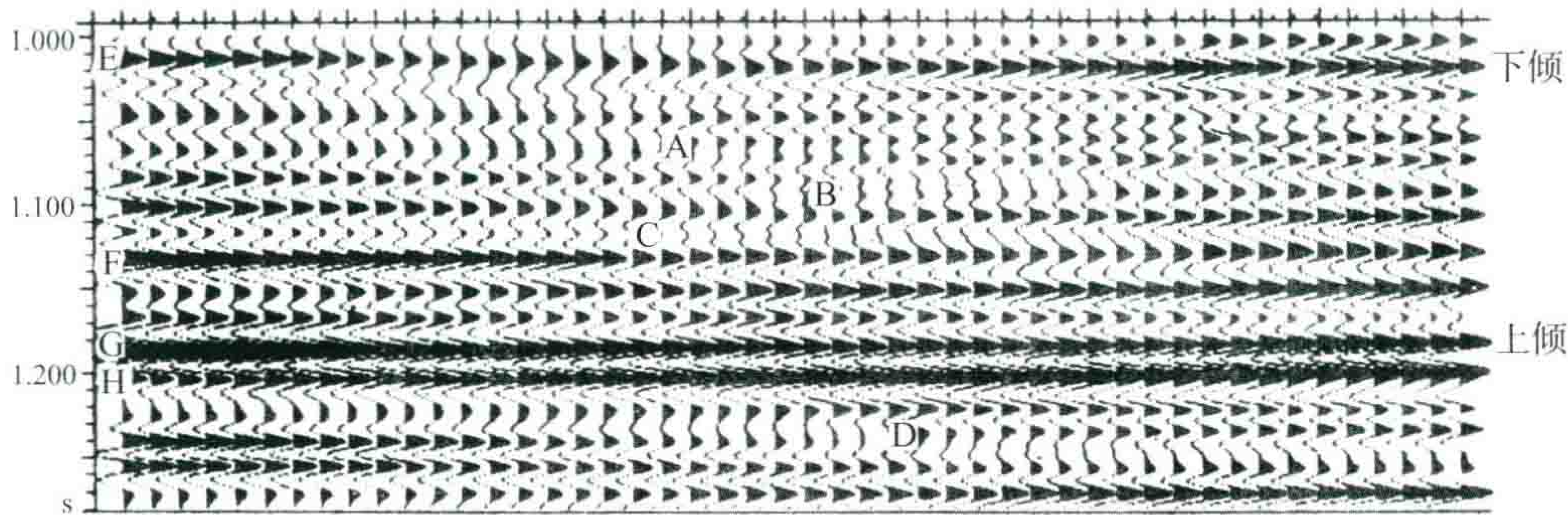


图 31(b)　用 40 Hz 雷克子波与图 31(a)褶积的结果

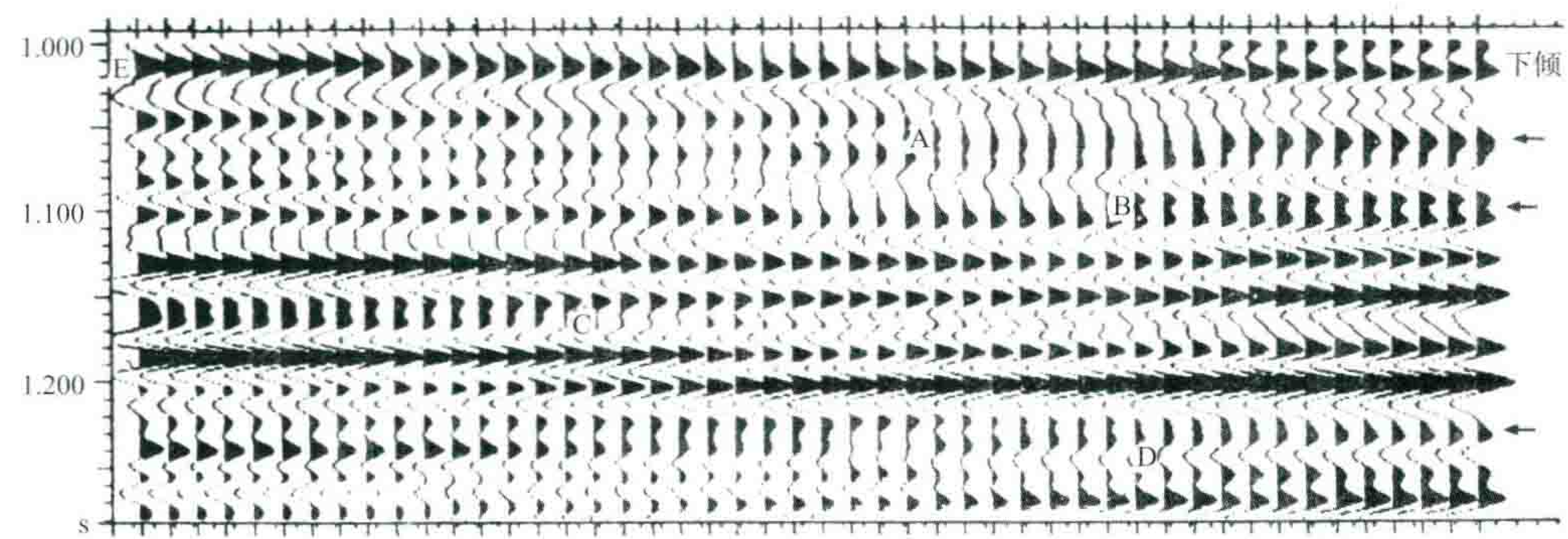


图 31(c)　用 30 Hz 雷克子波与图 31(a)褶积的结果

现在我们把这个水平岩性模型按负指数方式压缩，使右边的地层逐渐减薄到 1/3[图 32(a)]，很像凹陷的一个斜坡。图 32(b)是用 40 Hz 雷克子波与图 32(a)模型褶积的结果，可以见到 7 个假上超点，上方 A 波到 B 波三个相位有点像“系统性中断”，只是在中央部分产生了波形变化，而底部 X、Y、Z 三个波确实

像是“系统性中断”了，它们超覆于 H 层之上。

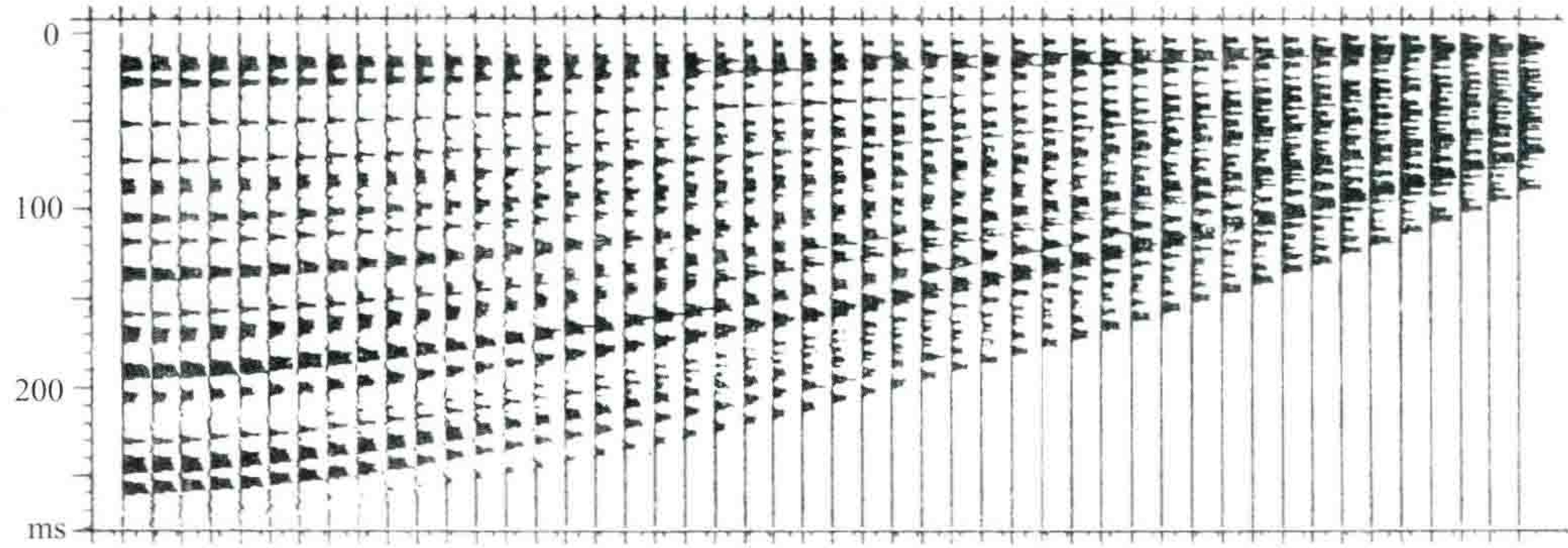


图 32(a) 把模型 31(a)按负指数压缩，使右边的地层厚度减薄到 1/3

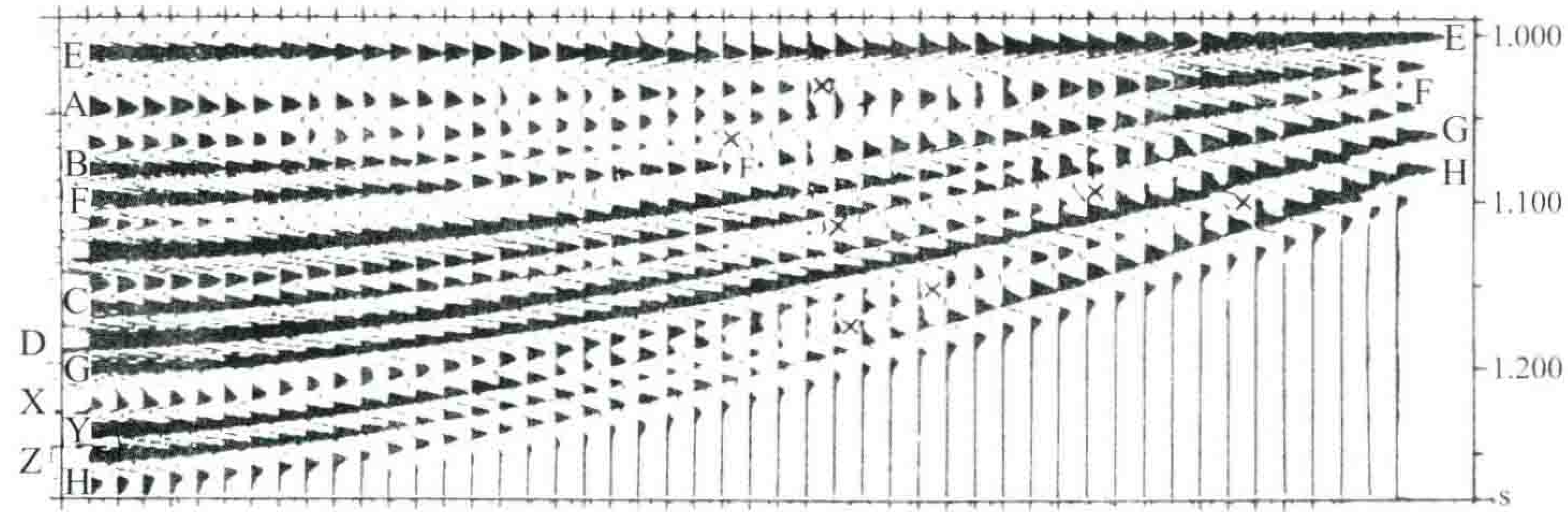


图 32(b) 用 40 Hz 雷克子波褶积图 32(a)模型的结果

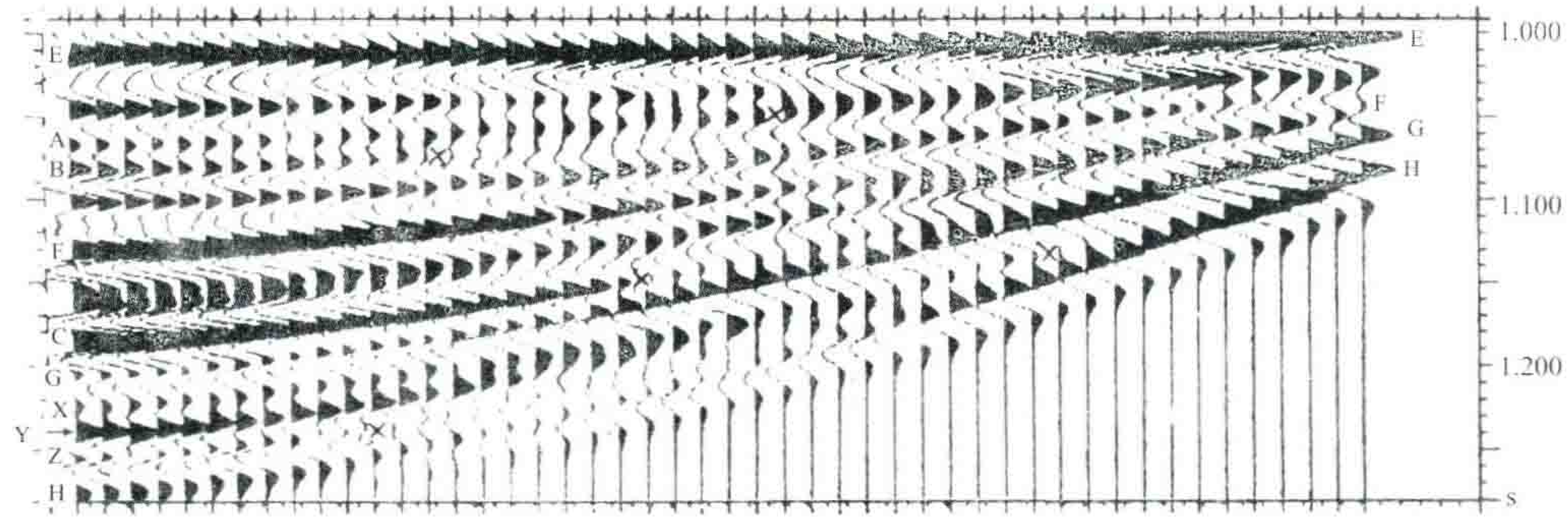


图 32(c) 用 30 Hz 雷克子波褶积图 32(a)的结果

图 32(c)是用主频 30 Hz 的雷克子波与图 32(a)褶积的结果，可以看到 5 个假上超点，其中 C 波很像是“强波突然中断”的现象。

从图 32 可见，识别真假上超点的确存在很大的困难，不过，最多的系统中断相位目前看来还没有超过三个相位。

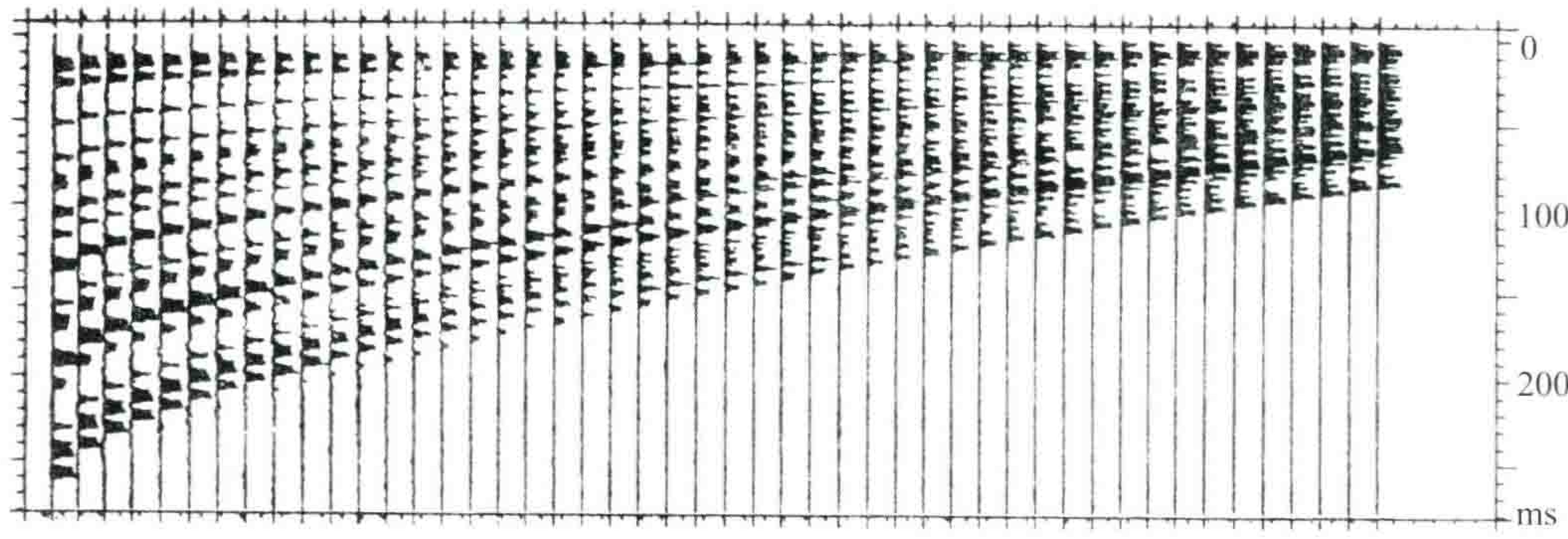


图 33(a) 采用指数压缩图 31(a)的模型

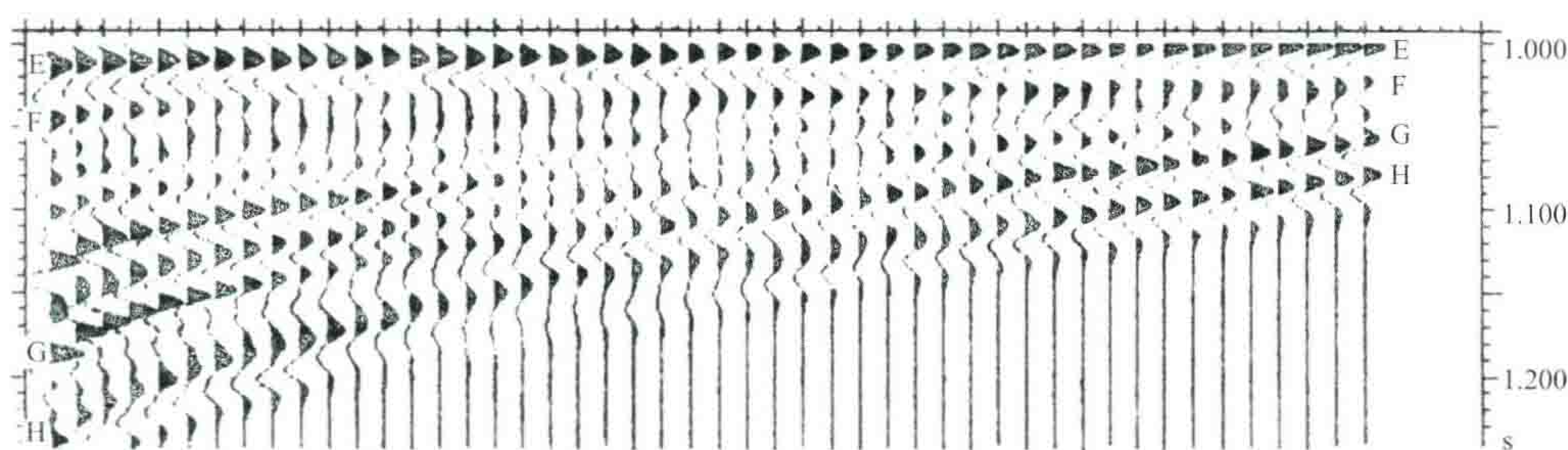


图 33(b) 用 30 Hz 雷克子波褶积图 33(a)模型的结果

图 33(a)是水平岩性变化模型[图 31(a)]采用指数方式压缩的情况。图左边第 1 道还是原样。现在地层好像是超覆在一个正向隆起的斜坡上。图 33(b)是用 30 Hz 雷克子波褶积的结果,它给人们的印象是在 E、F 两个相位之下,有许多相位被"削蚀"掉了,这是假的"削蚀"。这大概就是我们地震勘探中的一个"陷阱"。

八、近代沉积模式能否足以说明地下沉积体的实际情况

研究近代沉积的学者们对近代沉积的规律性作了总结,使我们有可能"将今论古"地建立各种沉积模式并用以解释地震剖面上的沉积相。然而,我认为当前地震地层学解释中存在两个方面的缺陷;其一是生硬地照搬近代沉积学的简单结论,其二是解释时忽略了模型之间的尺度比例。

首先谈一谈河流相曲流沉积的"点砂坝"(point bar——最近译作曲流砂坝,似乎更为合理)问题。有人对地震反射剖面上的某些相位作平面追踪后,形象地指出了哪里是河道,哪里是点砂坝,哪里是天然堤,哪里是牛轭湖等等。这种尝试是好的,但是,他们应想到整个地质历史中的河道变迁是何等复杂。

曲流沉积是河流进入一个地形十分平坦又宽广的平原区所产生的沉积现象。图 34 是我国湖北省典型曲流河的一张卫星照片。如果你今天观察曲流河的沉积现象,则可清楚地看到河道、点砂坝、牛轭湖,并可总结点砂坝的沉积岩性是一种底部粗、向上变细的正旋回结构。但是,地质历史是发展的,曲流河会来回摆动。图 35 是我国湖北省石首至城陵矶的下荆江一段曲流河在近 200 多年中历史变迁的情况。可以看出,从 1756 年到 1973 年河流的变化是如此巨大,据调查,此处凹岸的后退速度每年可达 500 m,崩岸距离可达几千米长。然而 200 多年在地质历史中仅仅是一眨眼之间。江汉平原从上第三纪初到目前为止,共有 25 个百万年,沉积了约 600 多米的近乎水平产状的 N+Q 沉积。折算沉积速度每年仅为 0.025 mm。在此期间,江汉平原是整体下沉的。可以设想河流的摆动是十分频繁而且力求覆盖整个平原。从三国时代以来,人们不断加高河堤,使目前下荆江的江面海拔已经比沙市市区的房子还要高。从图 34 卫星照片上可以见到多处长江决堤后形成的巨大冲积扇就是一个证明。因此,在自然条件下,河流本身会从高处改道而流到相对低凹地区去,直到把整个平原铺平为止。这里就存在一个曲流河强大的搬运效率和总的沉积速度之间的矛盾。我认为这个矛盾可以拿曲流河的侧蚀作用与点砂坝的沉积作用同时发生并大致达到平衡状态来解释。河流只是起到从凹岸把砂子搬运到点砂坝的运输作用,真正沉积的量不是太大,面上平均值每一千年只沉积了 0.025 m,这个数量大致等于盆地的区域下降速度。曲流河只是起到把盆地均匀填满的作用。所以,从地层剖面里来寻找哪里是河道,哪里是点砂坝,哪里是牛轭湖,这应该是十分困难的。200 年前的点砂坝,在 200 年后又被河床所占去,牛轭湖也会再变为点砂坝。试想,如果每 200 年我们对此地区照五张相片(图 35),整个新第三纪约 25 个百万年共计可获 60 万张相片。每张相片相隔 40 年,相当于深度坐标(沉积厚度)仅差 1 mm,这不仅在乎面图上错综复杂,而且在纵向地层剖面上也十分混乱。可能上面 30 cm 是泛滥平原相的细泥,而紧接着下面 50 cm 就是点砂坝的好砂层,再下面又变成天然堤的冲积层,它们可以出现在同一地点的地层剖面中。

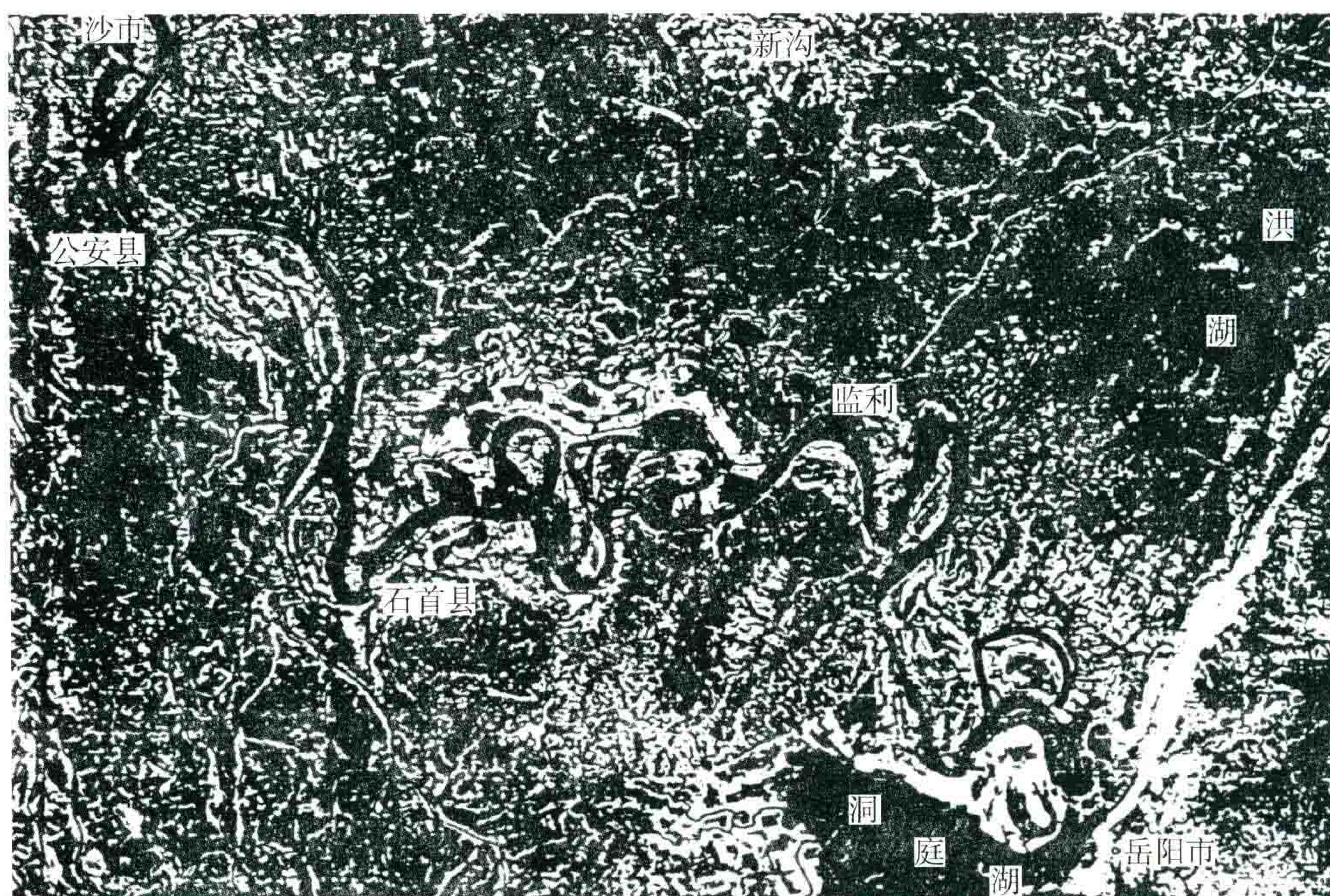


图 34 长江流经湖北省的曲流段卫星照片

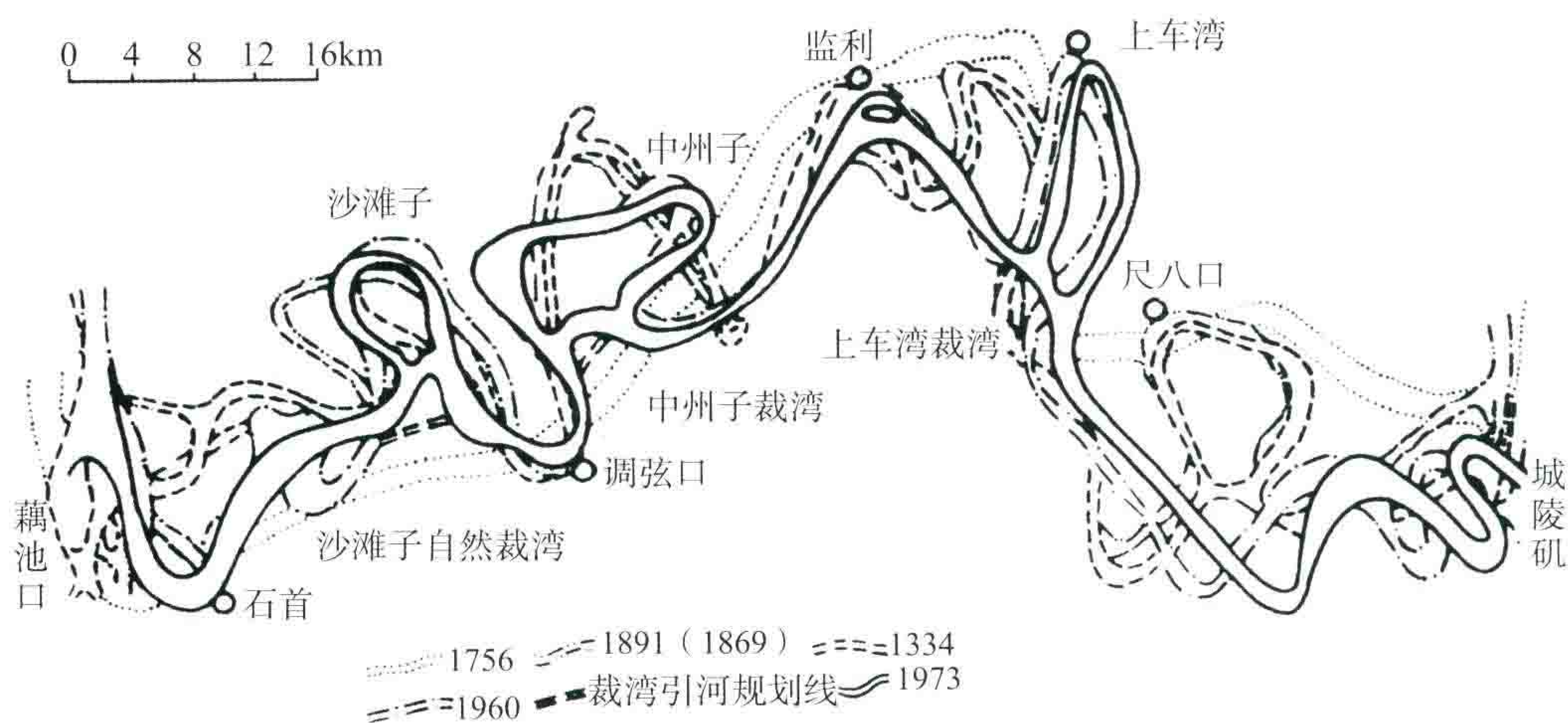
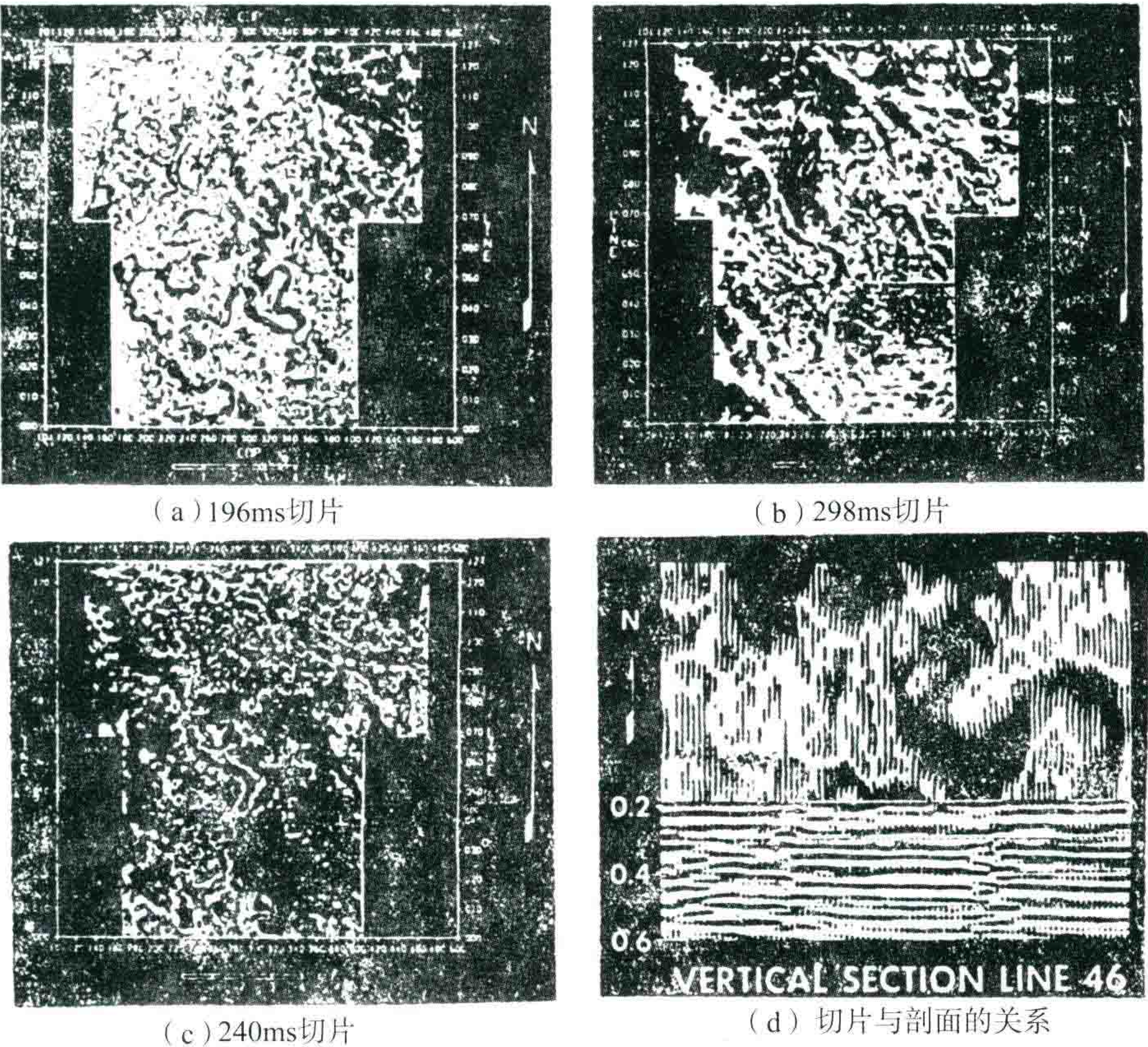


图 35 下荆江河道历史变迁图(据《动力地质学原理》,1980)

曲流河的下切深度一般不大于 50 m,所以我认为在曲流河的地表 50 m 之下砂层的分布是十分复杂的,难以找到点砂坝。如果真想知道曲流河的砂层分布情况,可以去解剖江汉平原整个第四系地层剖面。可以说江汉平原的地震剖面 0.6 s 以上的反射波应该具有真正曲流河地震相的典型特征。

有一种情况可以把这种曲流河地震相的相片"定影"而作为古迹保存下来,那就是在河流发展的最后一幕,由于多次洪水决堤把较细颗粒的泥质沉积物冲填到牛轭湖或旧河道,然后河流改道,或者原来的地方变为湖泊,若干万年后,淤泥为主的沉积物封盖了这段历史上的古河道,就像松辽盆地南部泉头组末期的古河道那样,后来就被青山口组的大套泥岩所覆盖。因而,在今天 T_2 反射波组的构形上留下了古河流的最后一幕的遗迹。泰国暹罗湾海域的三维地震切片(图 36)是一幅十分珍贵的图像。图 36(a)是 0.196 s(相当于 150 m 深度)的水平切片,其上显示了一条清晰的曲流河道。此外,海水的深度为 75 m,再扣除此波峰相位换算到初至起跳位置的相位差,河道的真实埋藏深度是极浅的,它仅仅被 30～40 m 的海底淤泥所掩埋。图 36(b)是同一地区 0.228 s(正好差一个相位)的水平切片,读者可以看到上述曲流河道已经不存在了。图 36(c)是更下面一些的 0.240 s 的水平切片,更见不到河道。从图 36(d)可以看到水平切片与正常地震剖面之间的关系。这个例子清楚地说明,古河道在地震剖面中只能在特定条件下保留其最后一幕。



（a）196ms切片　（b）298ms切片

（c）240ms切片　（d）切片与剖面的关系

图 36　泰国暹罗湾海域的三维切片（据 Brown 等人资料）

再以黄河为例，从黄河的发展形态来看，基本上属于辫状河流的类型。黄河在流过郑州以后，历史上曾经频繁地改道，整个华北平原就是它散布沉积的场所。不过这里的河道由于坡度较大，所以大多以近直线型的河曲半径较大的辫状河形式出现。图 37 是历史上黄河多次改道的摆动位置图。由于齐鲁山区的存在，黄河水一部分流入渤海，另一部分流入黄海。历史上自南宋至清初，黄河以很大的水流向南经徐州及蚌埠向东入黄海。在陆地卫星图上。至今留下从兰考、民权到砀山直到徐州的清晰的黄河古道形态。而向北流的黄河，在公元前 2000 年到公元后 1038 年曾经是从今山东省临清流到德州附近再转向东流入渤海的。图 37 中粗线是黄河流过 500 年以上的河道位置。表 1 说明了黄河几次大改道的情况。元朝以后记录较详细（表 2）。新中国成立后，由于人民政府的努力治黄，使大部分河道趋于稳定。今日黄河仅在下游入海前，在利津县附近，过去每四年左右要改变一次河道，只是由于胜利油田的开发，人们筑堤修坝，近几年才使黄河暂时稳定在孤岛油田之西北入海。现在黄河口三角洲向外堆积造陆的速度每年推进近 0.5 km。

以上事实说明整个华北平原以黄河水系为主（它的年输沙量为 16 亿 t，比长江大 2.7 倍），加上北部的永定河、拒马河、滹沱河及漳河水系和淮河水系，正在努力把华北平原填平。这里，从上第三系馆陶组沉积开始，到明化镇组及第四系平原组，地层产状全部是接近水平的，总厚度为 800～1200 m（最厚之处在渤海海域的渤东凹陷，其上第三系深达 2600 m）。这说明华北平原在这个历史时期中也是整体下沉的。按 25 百万年时间沉积 1000 m 地层计算，平均沉积速度为 0.04 mm/a。略比江汉盆地的沉积速度快一些，但总的情况还是缓慢的整体下沉。所以从 30 m 以下的砂泥岩的分布来说，应该同样是分不清哪里是河道，哪里是河漫滩，而这种沉积的典型地震反射特征正如图 3 所示的模式。因此，根据地震资料一般只能找到河道砂岩相对发育、砂层较厚的地点，而不可能确切找到一个点砂坝。

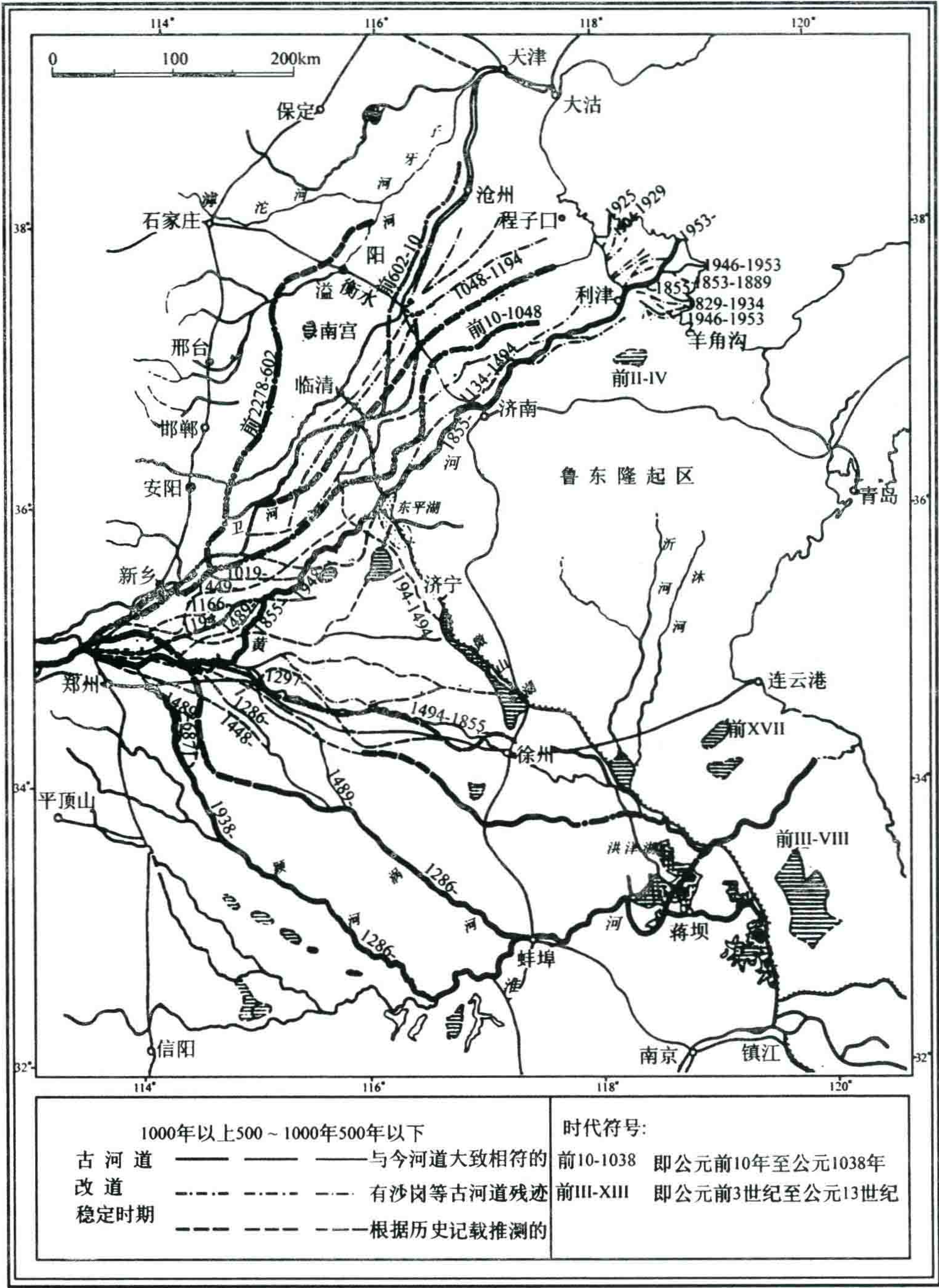


图 37 黄河下游在过去四千年中改道变迁的情况

（引自中华人民共和国自然地图集，经作者简化）

表 1 历史上有记载的黄河大改道（大徙）一览表

夏、商、周朝	据古书"水经"、"禹贡"及"山经"所载，夏禹治水成功（约公元前 2278 年）后，黄河北流主要从新乡附近过滑县、浚县、内黄、魏县、广平、丘县、广宗、南宫、冀县、深县，由于牙河至天津入海。其中滑县至南宫一段至今尚遗留有沙岗等古河道遗迹
春秋时代	"周定王五年河徙"、"非禹之穿也"。黄河改道，主流由内黄过元城、馆陶、临清、德州、沧州进天津
西汉末期	新莽始建国三年，"河决魏郡"（在元城），水流经今河南南乐、山东朝城、阳谷、聊城、临邑和惠民，到利津入海，灾情严重，延续 60 年

续表

北宋年间	北宋庆历八年,"河决澶州商胡埽"(今河南濮阳东),北流经今滏阳河与甫运河之间,下游合御河(今南运河)、界河(今海河)至天津入海。1051 年,复决大名府、馆陶、冷、齐、棣、淄、滨等州。1056 年,1060 年,又多次决口改道,由笃马河(今马颊河)入海,公元 1077 年,北宋熙宁十年。河溢卫州、滑州、怀州后,"遂大决于擅州曹村,北流断绝,河道南徒",分流"南清河入于淮"和"北清河入于海"。受淹地区主要有濮、齐、郓、徐,徐州城水深 28 尺,"淹没民屋"。后来"或决或塞,迁徙无定"
南宋、金至元朝	南宋明昌五年,"河决阳武,灌封丘而东","水势趋南",小派由北清入梅,大派由南清河入淮。1232 年夺滩人泗,1234 年夺涡入淮,至元朝初,1272 年复夺颖入谁,分汴、涡、颍三股东流。1351 年,元至正十一年,贾鲁治河,修成经兰考、商丘、砀山至徐州的主航道,循泗水入淮东流入海。此后黄河主流始终在河南、江苏过洪泽潮由淮阴涟水向东入海
明朝	明弘治七年,即 1494 年河大决黄陵岗,决数道,泛滥于豫东兰阳、考城和鲁西南曹县、郓城等处。坏民田、侵运河。此后鲁西南曹县、金乡、鱼台、单县、丰县、沛县、徐州屡遭河淹。至 1546 年,明嘉靖二十五年,河南境内夺涡夺颖水道都已堵塞,"全河尽出徐。邳,夺泗入淮"。这就是 1567 年后固定的黄河故道,水灾逐步移向下游徐州以东
清朝	清朝咸丰五年,河大决于兰阳(今兰考)至长垣复分三股,泛滥于豫东北及鲁西南后,汇流张秋镇穿运河而入大清河,在利津入海。此后黄河结束了七百多年由淮入海的历史。主流又回到华北平原进渤海湾入海。在山东境内经 11 年水灾才固定至今日河床

本表根据张家诚《地学基本数据手册》中的黄河灾害年表,及中国科学院 1982 年《中国自然地理——历史自然地理分册》摘编而成。

近年来,在大港油田及孤岛油田的明化镇组及馆陶组地层中打了很密的生产井,由生产井的电测曲线对比,可正确了解河流相沉积的砂层实际分布情况。它们的确是极不规则的几何形态,看不出河流的样子来。所以我们说,对于进入平原区的河流相沉积(包括辫状河和曲流河以及海口附近的分支河道三角洲),不能简单地用近代沉积的模式去照套我们的地震剖面。解释人员心目中应该既考虑近代沉积模式,又考虑整个地史活动中河流摆动的历史变迁。最后再说一下地质体与地震反射构形的比例尺度问题。许多人记住了不少的沉积模式,但忘记了解释地震剖面时的尺度问题。例如图 38 就是把河床切割的深度画得太深,不合情理。

表 2 元朝以来黄河泛滥、决口历史记载统计表

朝代	年份	局部发大水	洪水泛滥	决口及改道	人工破堤
元	1279—1368	60 次	77 次	188 次	1 次
明	1368—1644	244 次	140 次	316 次	2 次
清	1644—1911	211 次	82 次	396 次	3 次
民国	1911—1949	4 次	9 次	80 次	1 次
总计		519 次	308 次	980 次	7 次

图 38 中三条下陷曲线被解释为古河道的下切,上面两处解释为后期的杂乱充填,1.7 s 附近的河道解释为内部分布有砂坝及漫滩。其实,上面两处是野外缺炮及偏移处理中的浅层缺口划弧所造成。中部 1.7 s下第三系河道切割处深达 800~1000 m,这是较难相信的,应是下第三系河流相沉积的横向岩性变化造成局部波形变化所形成的。

在苏北工作的那个外国专家在下第三系地层里也绘了一个类似的河床切割现象。切割深度竟达 0.5 s,约合 800 m 左右,并且在河道里找出了很多点砂坝和河漫滩。

现在让我们来看看河道的切割作用吧。大的河流在流出大山区之前,可以将大山切割得非常深。长江上游金沙江有一段称虎跳峡,江面宽仅 30~60 m,水流甚急,切割的峡谷深达 3000 m。有名的三峡全长

200 km,谷深达 1500 m。这些地方都是因为周围是大山,坚硬的岩石挡住河流的畅通,江面变窄,流速加快,下蚀作用加强,故而有此峡谷出现。当河流流出山区,流经的砂泥碎屑地层容易被冲刷流失,河面就自然加宽,流速会自动减慢下来。于是下蚀作用减慢,河床变浅。总之,河流会自动调节其侵蚀作用及堆积作用,直到总体上达到平衡。仅仅是发大水时才局部打破这种平衡。

图 39 是长江水利电力科学研究院在新中国成立后实测的长江中下游河床纵剖面图。它反映河道中河床的最深点的海拔高程。图中上方江水面海拔高程曲线是笔者加上去的。由图可见:河流水面的坡度可分为三段。由重庆到万县一段坡度为 0.11 m/km,此段河床剖面呈小锯齿形,水深由 50 m 逐渐加深至 60 m。第二段是从奉节到宜昌,即三峡地段,坡度增为 0.28 m/km。河床呈大锯齿形。局部河床可低于海平面。水深增加到 80～100 m。江水最深之处在三峡的进峡口附近。待等江水一出三峡,江面变宽,流速减小,河床突然变浅,水深仅 30 多米。第三段是指宜昌以东,坡度由 0.05 m/km 逐渐降至 0.02 m/km。河床又变为小锯齿形,平均水深为 25 m 左右,河床最深处在黄石至湖口一带,水深可达 100 m。这是因为在坚硬岩石峡口的前方,松软地层被淘洗而成的。

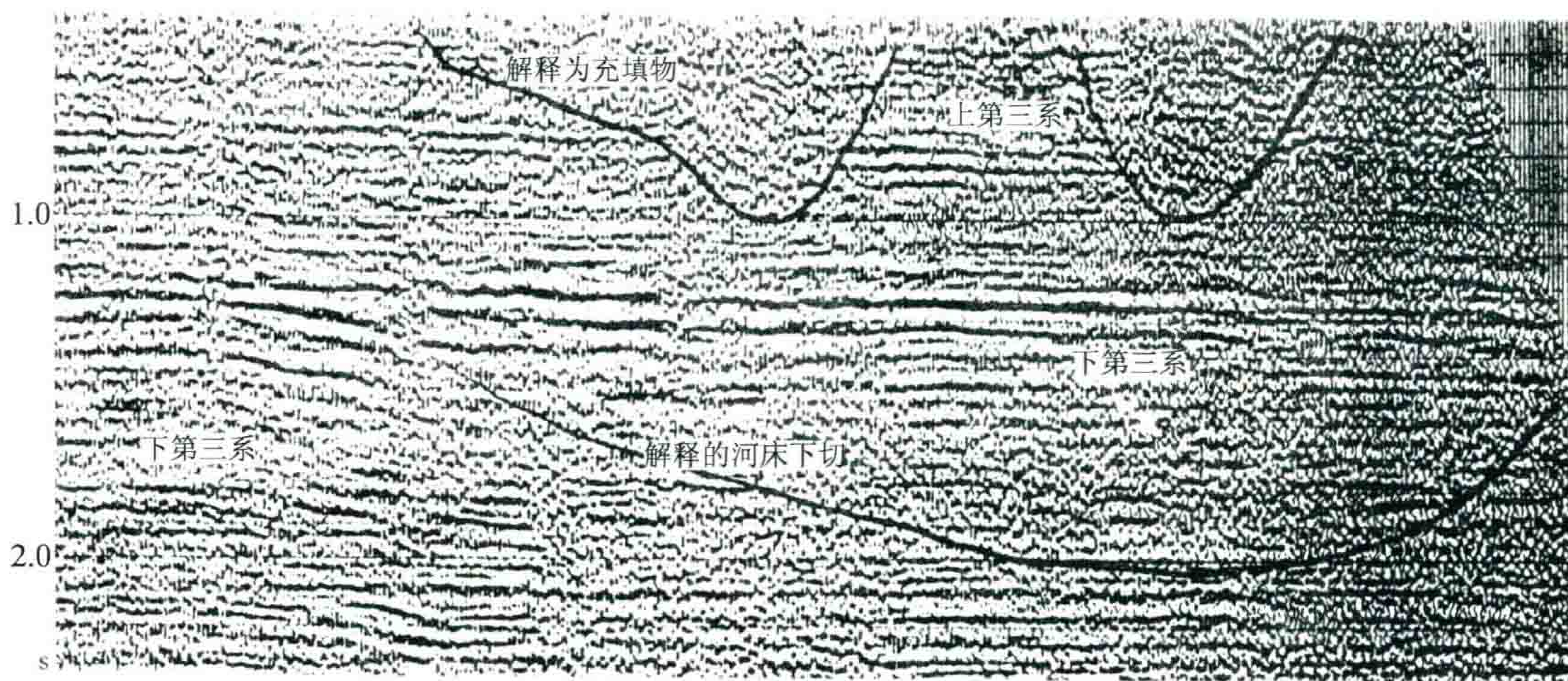


图 38 某区叠偏剖面上解释的河床切割深度

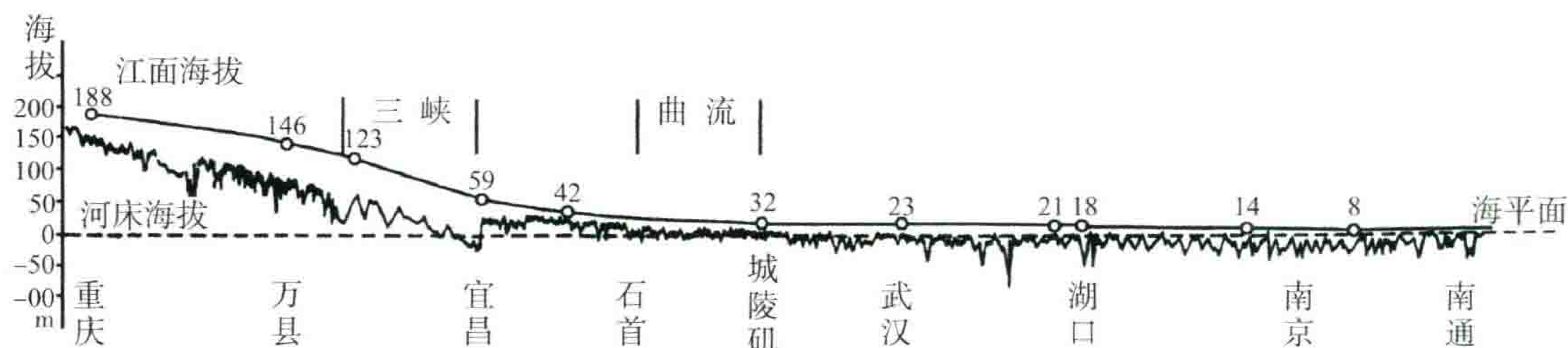


图 39 长江中下游河床纵剖面图

由图 39 可见,当河流进入平原区以后,河床的下切深度一般仅 20～40 m,在地震剖面上仅约半个相位。因此,在一个年轻沉积盆地里,绘一个下切深度 800 m 的河床是不可思议的。只是在潜伏凸起顶部的山沟中,在地震剖面上才可以看到较深的河床切割和后期充填物沉积。这种现象在华北地区的沧州凸起及陈家庄凸起上可以看到,深河谷的两侧地层一般是古老的基底坚硬地层,而不是像图 38 那样的两边是疏松的泥岩层。

还有不少地区河流的下切作用加剧是由于构造运动的隆升造成的,如四川盆地的嘉陵江、陕西省的渭河和泾河等,前者切割侏罗系砂页岩地层,后者切割第四系黄土高原,深度可达 200～300 m。在这些地方,可以见到明显的阶地结构,这是构造抬升的证明。但是这样深的河流切割现象能否保留下来还要看其后来在掩埋前是否首先已经侵蚀夷平。一般年轻地层是难保不受夷平的。

九、结论

(1) 陆相地层的主要沉积特点是岩性变化很快，从一条河流的上游开始，冲积锥体基本上是地震波的漫射介质，没有良好的反射界面。只有在大套沙砾岩层中夹着较细的泥岩层时，才能有零星的可追踪的反射波。这些反射波带有原始倾角，在垂直走向剖面上为丘状结构。辫状河发育在坡度相对较大的地方，在那里河流弯曲度不大，有沉积作用发生，但大部分砂泥都带往下游及三角洲去。我国现代大部分江河为辫状河，长江及黄河都只有局部的曲流河段。辫状河在一个盆地里是通过无数次的河床改道而完成铺平整个盆地的。曲流河发生在河流坡度甚小的一个平原地区。由于河流的侧蚀作用，产生曲流沙坝。但是从整个地质历史上来看，由于曲流河的频繁改道，因而在地下形成很复杂而又无规则的砂泥分布。直接在地震剖面上很难寻找出哪里是曲流沙坝，哪里是河漫滩，哪里是河道。曲流河道的下切深度一般不超过50 m。

(2) 辫状河流相沉积的地震相的最典型例子是松辽盆地南部的泉头组第四段砂泥岩剖面，它形成了 T_2 反射波的各种变化。华北和西北地区的上第三系也都是河流相地层。由于厚度甚大，所以人们不去注意它的波形变化。河流相地层在地震剖面上主要表现为很多短的视同相轴，它们经常发生扭曲、错断、分叉、合并，甚至出现眼球状构造。

(3) 在河流相地层中，同相轴的产状并不能反映地层面的真实产状。大多数情况下，同相轴沿着较厚砂层的位置作上下摆动。从总体上看，河流相地层的反射图形的平均倾角还是指出了该沉积中地层面的真实产状。因此在分析上超、下超、削蚀时，不能看某一相位的产状如何，而应该纵观总体产状之间的关系。

(4) 在地层厚度有变化的情况下，判断上超、下超等现象要特别谨慎小心。即使不是河流相沉积，甚至在岩性无变化的情况下，也会产生一些假上超点，或者假削蚀现象。有岩性变化的情况更是如此。初步的结论是：如果连续出现三个或三个以上的相位朝同一方向尖灭的现象，这才是可靠的上超点，而 1～2 个相位的上超点是具有多解性的，在陆相地层中尤其如此；此外，强振幅相位的突然终止也是真上超点的依据。

(5) 一个相位并不一定反映一个砂层或者一组砂层。只有夹在湖相沉积大套泥质岩中的浊流砂体或者前积结构里的顶积、底积及前积沙层才与反射相位有较好的吻合性。

在一般河流相砂泥岩互层的沉积中，强反射相位常常与较厚砂层存在的位置相符合，反射地震剖面可以指出哪儿有厚砂层。由于反射振幅的调谐作用，那些厚度接近 1/4 波长的砂层的振幅为最强，再厚的砂层又相对变弱些。在常规的中频反射记录上，厚度为 1～4 m 的薄砂层对反射振幅贡献不大，基本上不起作用。

(6) 对于陆相地层来说，地震剖面上的反射构形并不完全与地下地质体的形状一致，尤其是透镜状(眼球状)构造并不反映地下是透镜状的砂体。如果是透镜砂体，则顶底界相位应相差 180°。

(7) 以上的复杂情况，要求我们今后在地震勘探方法上努力提高分辨能力，并争取做好波阻抗剖面，它可以帮助我们较好地搞清这些复杂现象。

结　语

地下各种沉积体系在地震剖面上表现出不同的地震相特征，我国的地球物理工作者在 70 年代初就注意到了地震反射特征与沉积相的内在联系。胜利油田的地球物理学家在 1972 年就总结了沉积相与反射波特征的关系[8]，提出了海相地层、深水湖相、浅水湖至沼泽相、三角洲、河流相、坡积相与洪积相等七种地震反射波的特征。同时指出了不同岩相带的反射波的连续追踪范围的规模大小以及波形变化的快慢，以

及在不同的沉积相条件下，反射同相轴的错断、扭曲与地下岩性变化及断层的关系，特别提到河流相地层的短反射段性质和冲积锥、坡积相地层的漫射介质性质，明确提出“对于河流相地层来说，反射波的中断、扭曲常常不是断层引起，而是岩性变化所引起”。很可惜，这些认识在当时及其以后并未引起人们的足够重视。直到 1977—1979 年，从美国考察学习的人们开始向国内介绍有关“地震地层学”的一套较完整的理论，才使人们拓宽了眼界。通过近几年的推广应用，已经取得了较明显的效益，这的确是可喜的成就。

但是，不能不指出，国外的地震地层学的一些研究方法大多是针对海相地层的。对我国广大地区的陆相沉积盆地，例如遭受新生代强烈构造运动所造成的东部地区拉张性盆地的快速堆积而形成的箕状凹陷，其沉积规律与海上会有明显的差别。我国西部以压扭性为主的大盆地中，陆相沉积也占了绝大部分。因此，针对我国的地质情况，深入研究陆相地层的沉积规律，研究陆相地层的地震地层学，也就成为当前的一个重要课题。

本文的意图也是为了抛砖引玉，希望大家来讨论，以加深对这一领域的认识。

参考文献

[1] Vail P R，Todd R G，Sangree J B. Seismic stratigraphy and global changes of sea level，part 5：Chronostratigraphic significance of seismic reflctions [C]// Payton C E. Memoir 26：Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration. Tulsa：AAPG，1977：99—116.

[2] Sheriff R E. 地震地层学[M]. 袁秉衡，林志良，王敬煜，译.[出版地不详]：[出版者不详]，1983.

[3] 刘洪生，左臣梅. 松辽盆地南部中央凹陷区泉头组晚期古河道的解释[R]. 松原：吉林油田地调处，1986.

[4] 徐怀大，胡震中. 地震地层学在黄骅拗陷的初步应用[J]. 石油物探，1979，18(3).

[5] 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会. 中国自然地理——历史自然地理[M]. 北京：科学出版社，1982.

[6] 李叔达. 动力地质学原理[M]. 北京：地质出版社，1983.

[7] Le Blanc R J. 砂岩储集岩体的几何形态[C]. 胡丈海，胡征钦，李昭仁，译//《油气勘探译丛》编辑部. 美国石油地质考察报告之四：地震地层学. 北京：石油部科学技术情报研究所，1983.

[8] 胜利油田地调处. 地震波的基本性质——复杂断块区的反射波、异常披和干扰波[J]. 石油地球物理勘探，1974(1/2)：1—142.

[9] 水利电力部黄河水利委员会. 人民黄河. 北京：水利电力出版社，1959.

文章编号 209-1



近代河流沉积与地震地层学解释



文章根据近代沉积学的基本理论,说明河流沉积的总规律。

我国有着几千年的有关河流泛滥的历史文献记录。我在这篇文章里列举了长江、黄河几千年的历史变迁,说明一条河流在盆地中不断摆动,它不愿意停留在高处,于是它不断地改道,力求把盆地填平。同时,我列举了盆地下降的速度,在几千年里盆地只是下沉了几厘米。我把这两个事实联系起来,结论便是:一条河流就像一台翻土机,它不断来回搬运沙子,而把泥巴留到湖泊及海洋中去。对于长期的历史变迁结果,我们在地震剖面里看到的只是几千、几万年河流沉积的"综合体",我把它形容为"西红柿炒鸡蛋"。于是很难看到单独的一条曲流河,一个点砂坝,一个牛轭湖。

我说的这些话可能对地震解释人员有些泼凉水。但也是提醒解释人员不要"言过其实"。

的确在特定的条件下,我们可以清晰地看到一条曲流河,如文中的暹罗湾例子。

此文 1994 年 6 月发表于《石油物探》第 2 期,作者李庆忠。

摘　要

对近代沉积学的研究工作,帮助了地震地层学解释人员在地震剖面上理解和追索地下地层的岩性、岩相变化。但是,对于陆相地层,解释人员往往忽略了河流沉积的历史性侧向侵蚀作用、搬运作用及再沉积作用。

本文作者以黄河及长江的沉积历史变迁作为两个典型实例,说明了下列事实:

在一条辫状河或曲流河流域中的河道、天然堤、心滩、曲流沙坝、牛轭湖及泛滥平原等等,它们的平面位置在地史中每几百年就会显著地改变。然而盆地的沉积速率却很慢,每一千年只能沉积 0.03 m 至 2.0 m。

每条河流都只能用频繁的决口及改道来铺平整个盆地。这就造成了河流沉积不断受到改造,最后在地下变成一个复杂的岩性混合体。因此,一个好的解释人员应当注意思考一个问题,即河流相地层中,要追踪单独的一个河道或者一个曲流沙坝简直是太难了。一条古河道只有在很稀罕的情况下,即它的最后一幕被后来沉积物快速掩埋,才能保留下来。

在某种情况下,湖泊相沉积也会由于湖泊的变迁而造成相类似的问题。

前　言

地震地层学及层序地层学已经取得了不少成就[6]。它帮助了石油地质学家认识地下构造的形态,进

而对地层的岩性、岩相做出某些推断，从而推动了找油的理论和实践，这是可喜的现象。

然而，我们不能认为这个学科已经发展到很完美的程度。相反地，在实践中我们发现它的作用是有限的，还不断有新问题需要加深认识。尤其是在陆相地层的地震地层学解释中，不少解释人员生硬地把近代沉积模式照搬到地震剖面上来。他们常常自信地指着地震剖面说，这里是古河道，这里是曲流沙坝，这里是河漫滩等等。不少人忘记了地质发展历史中河流的变化是多么复杂，每一种河流沉积都包含着随时间推移的急剧变化。本文将以长江和黄河为例，系统阐明河流的沉积、侵蚀、搬运及再沉积作用，进而指出在地震地层学解释中应该注意的问题，以期引起大家的注意和讨论。

一、河流的侵蚀作用、搬运作用和堆积作用

陆相沉积几乎绝大部分与河流有关，搞清河流沉积的规律有着重要的意义。河流在奔向湖泊及大海的行程中，产生着复杂的冲刷侵蚀、搬运和再沉积作用。这些作用是在一条河的不同部位同时发生的，其决定性因素是水流速度。

F. Hjulstrom(1936)用水槽试验研究了水流中不同粒径碎屑的起动速度，A. Syndberg(1956)对其作了修正补充，后来，W. K. Hamblin(1980)又结合水中机械颗粒沉积作用的规律[5]，画出了不同粒径的颗粒随水流速度的起动、搬迁及堆积的关系曲线(图1)。图中实线是固结颗粒的起动速度曲线，虚线是松散颗粒起动速度曲线，锯齿线是已起动颗粒的沉积起始速度曲线。

由此图可以看出：只要是流动的河水，其泥质颗粒就不会沉积下来。平时只是在河流进入湖泊或海洋时，泥质颗粒才在静水中沉淀下来。仅仅在江河决口发洪水时，河流才会将泥质颗粒与粉砂质颗粒混杂地散布在广大的冲积泛滥平原上。

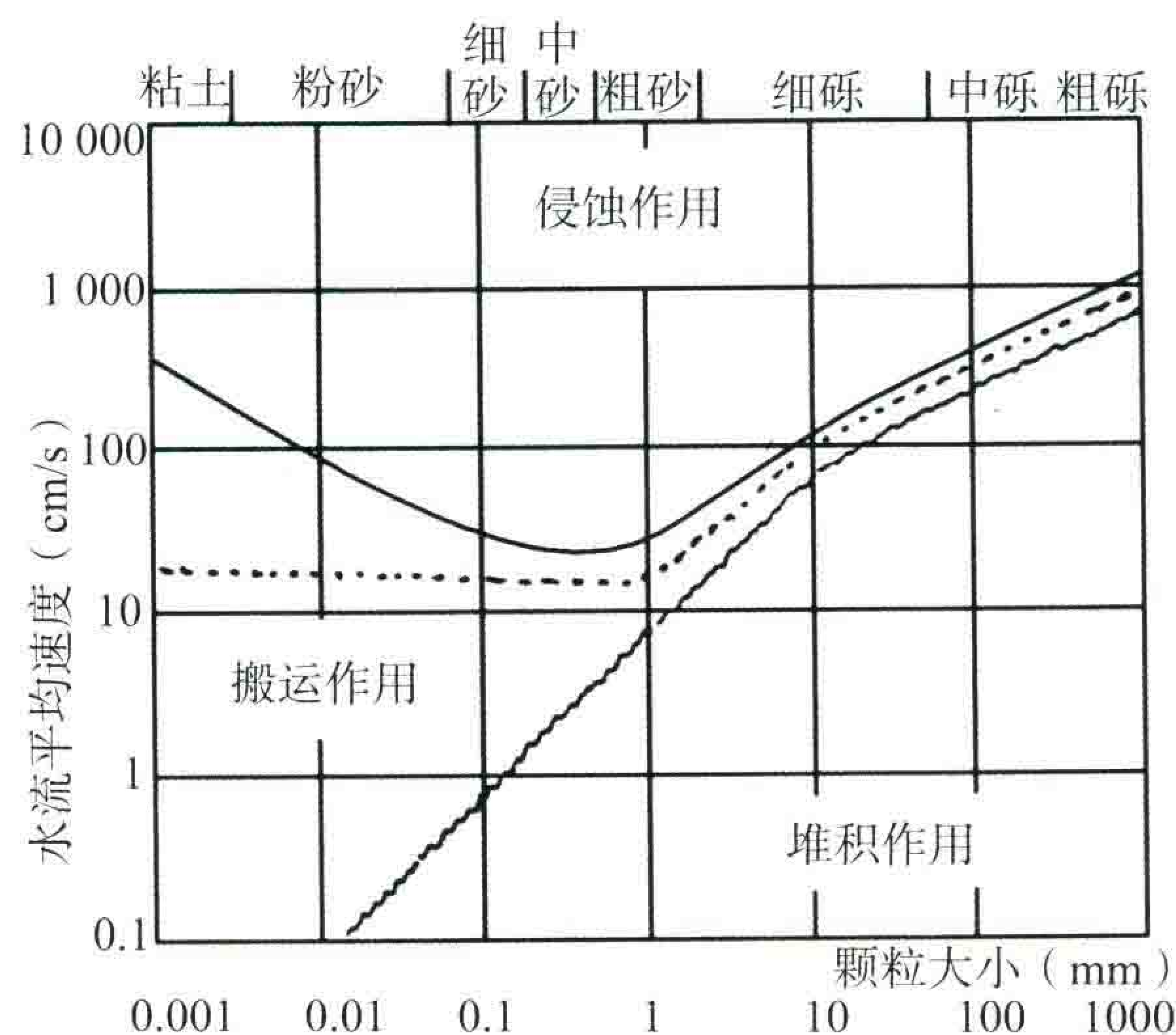


图1 水流中不同粒径碎屑的起动速度

图1中两条曲线充分说明了河流的侵蚀、搬运及堆积作用都受水流的速度所控制，而在一条河的不同地段及河流某一截面上的不同部位，水流的速度都是不一样的。随季节变化水流量的增减，水流速度亦发生改变。所以河流的侵蚀、搬运及堆积作用三者往往是在一条河的不同部位同时发生，并随着时间的推移而急剧地变化，这可从以下五个方面来理解。

第一，一条河的不同地段水流速度不同，河流的作用亦各不相同。例如长江在流过三峡时，河流截面变小，流速增快，侵蚀作用就占主导地位。一出西陵峡，长江顿时进入开阔的平原，流速减慢，沉积作用又会占上风。它流到黄石、广济等地，江面又受低山区所挟持而变窄，流速又局部加快，形成局部地区冲刷的再次加剧。

第二，在一条河某一地段的一个截面中，水流速度是各处不同的。辫状河及曲流河大都具有单向环流的性质，以曲流河最为明显[2]。河中水质点是以螺旋式前进的。如图2(a)所示，侧向运动的速度约为纵向

前进速度的十分之一。在整个河床的垂直截面中,水流速度最快的地方是在河流主流线上,从水面开始直到水深的1/3[图2(a)中的A点]这一段,因为这里受河床周围岩石的摩擦力最小,并且也较少受水表面张力和黏滞力的影响。在河流陡岸附近B点处的流速居第二位,这里的水流是向下翻滚的,形成对陡岸的侧向侵蚀作用。流速最慢的地点在缓岸的C点处,这里就形成了曲流沙坝的加积。图2(b)是平面图表示。因此,我们可以说:河流在常年的稳定流动中,它所携带的沙泥随着河流坡度的减小、流速的降低,在流域中分别卸去其较大颗粒的物料,而把细砂、粉砂及泥质"长途运输"到湖、海中去;另一方面,河流在行程途中又附带把陡岸处的沙子分选搬到缓岸的砂坝上去,这是"短途运输"的作用,这部分基本上是收支平衡的。

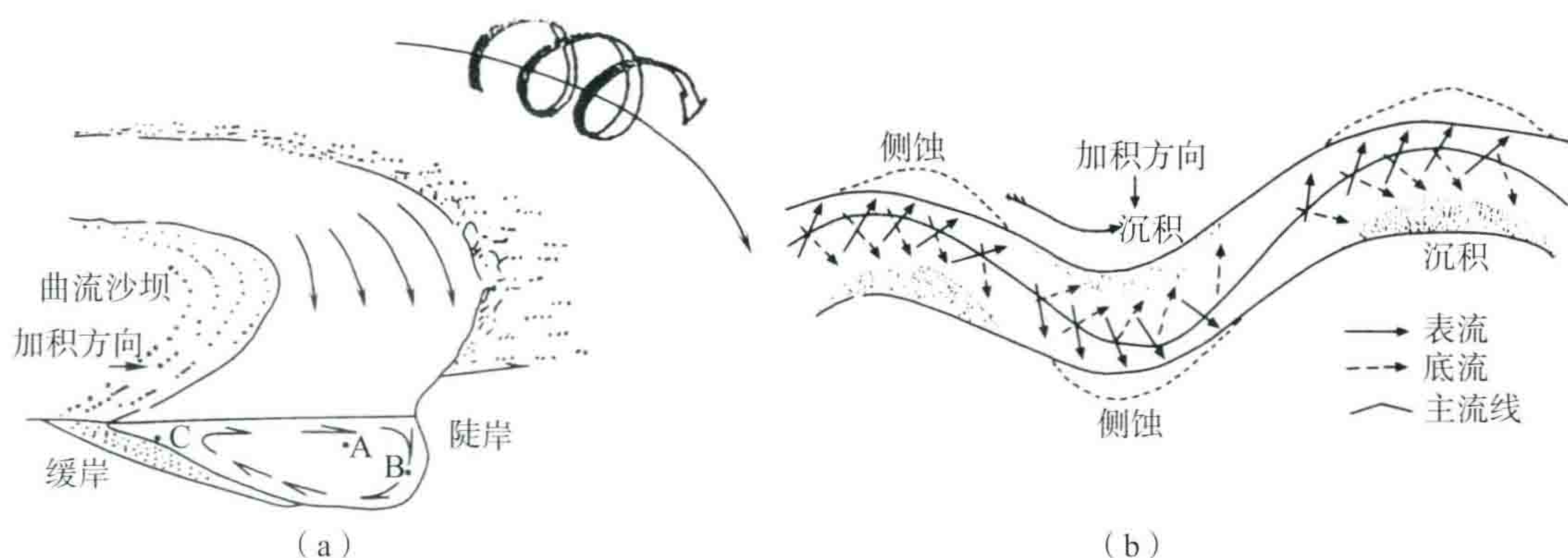


图2 (a)单向环流 (b)曲流向环流

第三,河流经常会由于上游供水的突然增加或河床淤高而发生决口及改道。此时,在决口处激流中首先产生粗粒物料的沉积,形成正旋回性质的地层剖面。在远离决口处的广大平原上就铺上了薄薄的一层粉砂-黏土[4]。这种河流的决口及改道是河流的沉积作用力图把一个盆地铺平的基本手段。

第四,河流在上游出山口附近形成巨大的冲积扇(干旱条件下形成洪积扇)。由于充足的补给物料超过了流水的搬运能力,过量的物质堆积在河床里形成无数沙洲及砾石滩。这些堆积又迫使水流分为众多的河道,呈扇形展开。由于地形高差较大,使河床较直且呈树枝状分叉合并,并不断迅速地改变其面貌。

到了河流下游,在进入湖、海之前,由于地形坡度太小,同样发生搬运物料超过流水搬运能力的情况,此时产生众多而曲折的河网,称为网状河,布满在三角洲上。

第五,关于河流江心岛(心滩)的形成及河道分叉作用的机理还不是很清楚。一般认为在洪水期河水猛涨,流速加快,引起双向环流,形成心滩的雏形;枯水期水流减少,水位降低,进一步造成沿心滩的分流岔道;心滩前方挡住了水流,其后方水流又相对变慢,于是某些较细的颗粒又停积在其后方,使得心滩逐渐扩大。随着时间的推移,心滩向下游方向迁移。

以上便是近代沉积学告诉我们的基本事实。请注意:其中每一种沉积都包含着随时间推移的急剧变化。这是不可忽视的因素。

二、长江曲流河段的历史变迁

现在让我们来看看长江在流经湖北省的一段典型曲流河道的发展历史。图3(据中科院地理研究所,1980)是东经112°30″,北纬29°30″附近的一张陆地卫星照片。图的左上角是沙市及公安县,右下角是岳阳市和东洞庭湖,右上角是洪湖。中间迂回曲折的是长江,这一段又称荆江,历代素有"九曲回肠"之称。从石首市藕池口到城陵矶,直线距离只有75 km,曲流河长度竟达170 km,虽经过三处人工截弯,尚有130 km。

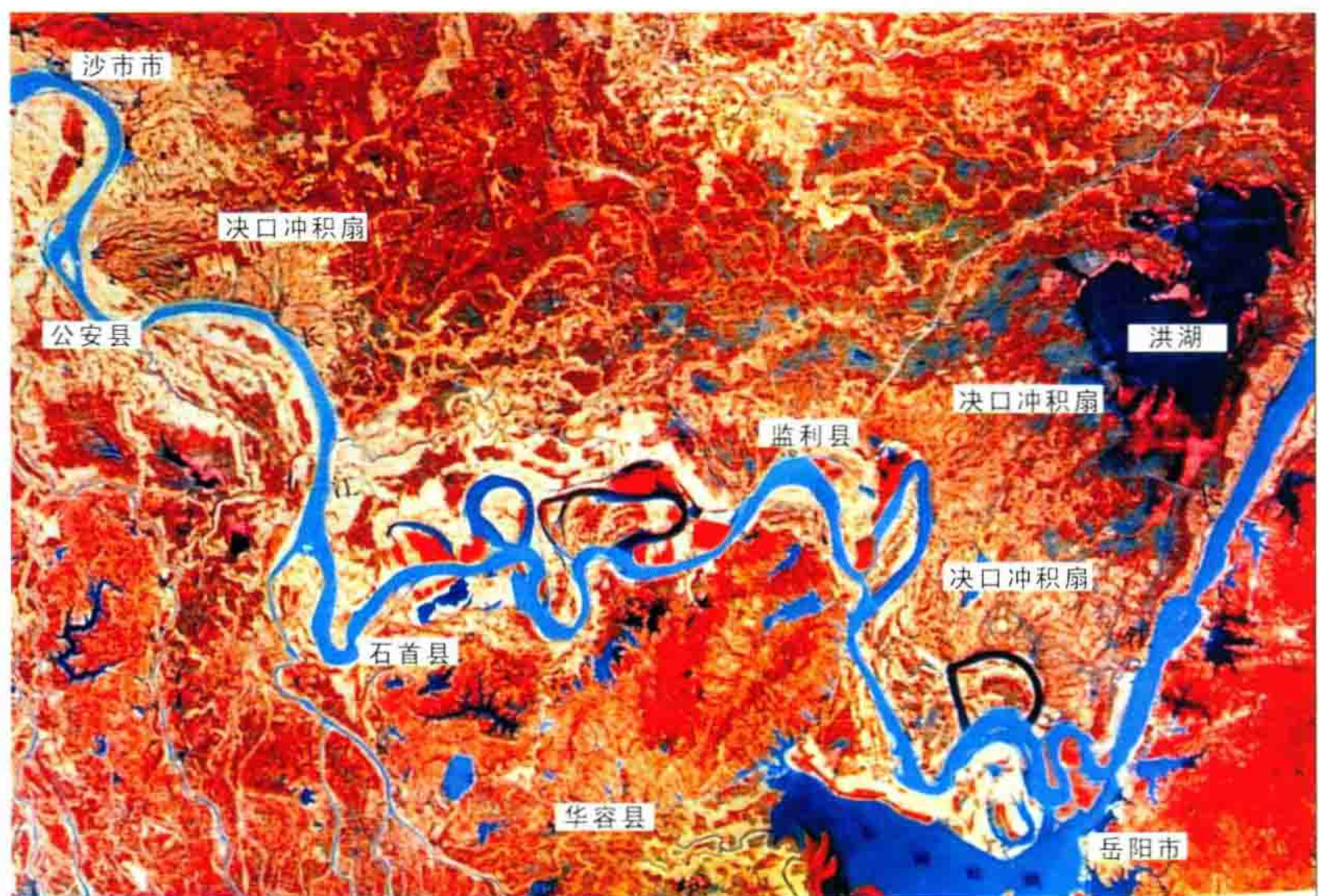


图 3 江汉平原长江曲流段

据中国科学院《中国自然地理》历史自然地理分册所载研究结果[1]，这段河从江陵、石首、沔阳到岳阳、至武汉的广大范围内，过去在春秋战国时代是一片大型湖沼。公元前二世纪尚占地“方圆九百里”，称云梦泽。彼时，长江水无固定河床，以漫流形式流过这个湖区。到汉朝，由于长江及北面汉水带来的大量泥沙长期充填，其西部开始形成陆上三角洲，出现分支河流，形成农作区及居民点。公元 2 世纪东汉开始在此设置华容县。到公元 3 世纪三角洲又向东扩展，东晋时期在今沔阳城关附近又设置惠怀县。南北朝时云梦泽湖沼区仅局限在监利县以东，而西部三角湖中，长江主流已开始形成。直到唐宋时期，云梦泽逐步消亡而变为众多的小湖群，大片土地开始改作良田。偏南部位的长江已塑造成具曲流形态的主河道系统。元朝到明朝，曲流河迅速发展。到明末清初“自监利至巴陵（今岳阳）凡八曲折始合洞庭而东北”。

《中国自然地理》地貌分册刊出一幅长江曲流段从 1756 年至 1973 年的五个时期的曲流河道变迁图（图 4[1]）。

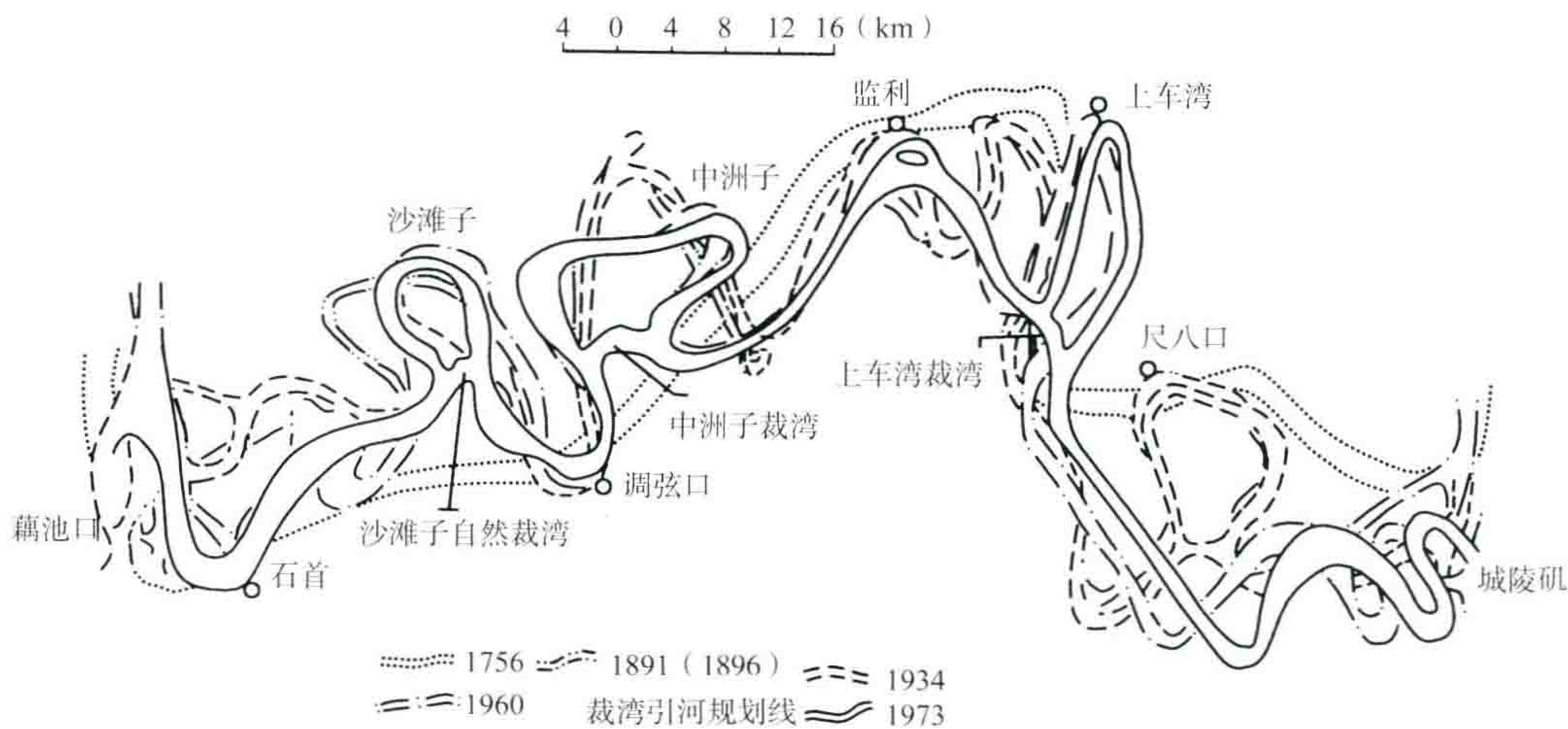


图 4 下荆江河道历史变迁图

看了这幅图，给人留下深刻印象的是曲流河在迅速地改变着它的面貌。据调查，荆江江水对凹岸的冲刷作用十分剧烈，凹岸后退的速度每年可达 500 m，崩岸距离常可达几千米，很早以前便是这样。明朝中叶的孙存诗云：“三月此湾两渡过，江岸渐见倾颓多，岸上壁立更痕露，豆田半圮萦青莎。农人初将豆种掷，去江余地犹十尺，而今苗没浸町畦，若至秋深何止极”。此诗就是一个很好的照写。

图 4 中五个时代的河道交叉重叠。过去的曲流沙坝被后来的河道所占据，过去的河道今日又变成曲流沙坝。我们从陆地卫星照片（图 3）上也可以辨认出一些历史变迁的遗迹来，此图深黑色的弯道就是一

些沙泥沉淀了的清水牛轭湖。19世纪末的尺八口弯道，中州子弯道及上车湾弯道都很清楚。

这种曲流湖的变迁是人所共知的，但是很少有人去想一下盆地的沉降速度和总沉积速度。

江汉平原上现在已经作了许多地震剖面，并且在新沟以南也钻了井。从地震剖面及钻井数据所提示的情况看，整个平原从新第三纪初(距今24百万年)到现今，一直是整体下沉的地区，沉积了一套河流相夹湖沼相的沙泥岩互层，产状基本上是水平的，总厚度为600 m左右。以24百万年沉积600 m计算，此区N+Q的盆地下降速率(它基本上可以代表地层的平均沉积速率)为0.025米/千年，即40年下沉1 mm。

这里的第四系地层在井下为灰色粉砂质黏土、灰色砂层夹深灰色含腐殖质淤泥，底部含有砾石层，厚度为128～150 m。第四纪共计160万年，若以沉积厚度150 m计算，则平均沉降速率为0.09米/千年(参看附表3)。河流的局部地域的沉积速度可能会远远高于此数，但是估计作为全区来说，一千年间下降幅度无论如何也不会超过几米。

于是可以设想一下，2000年间盆地最多下降1～2 m，这样，其必然后果是后期荆江曲流段的河道像翻土机翻土那样无休止地改造着整个曲流河的沉积物，最后使地下的沉积模式完全被打乱。尽管今天在地表你可以看到近代沉积的各种典型模式，然而在地表以下二三十米却完全是另一个模样。地下残存的是一个“复杂的混合物”。那里找不到一个完整的河道，找不到一片完整的曲流沙坝或心滩，也找不到一个完整的牛轭湖。

不但在平面图上是各种岩相带互相重叠，互相切割，而且在纵剖面上也是交互混合的。例如上面10 cm是泛滥平原的淤泥，下面50 cm就是被侵蚀改造的残余河道砂，情况十分复杂。

在这样复杂的“混合物”中，我们地震勘探的最好结果可能仅仅是寻找出在哪些地点沉积物中的沙子相对多一些。这往往可以通过振幅分析方法及波阻抗反演方法得到较好的效果。

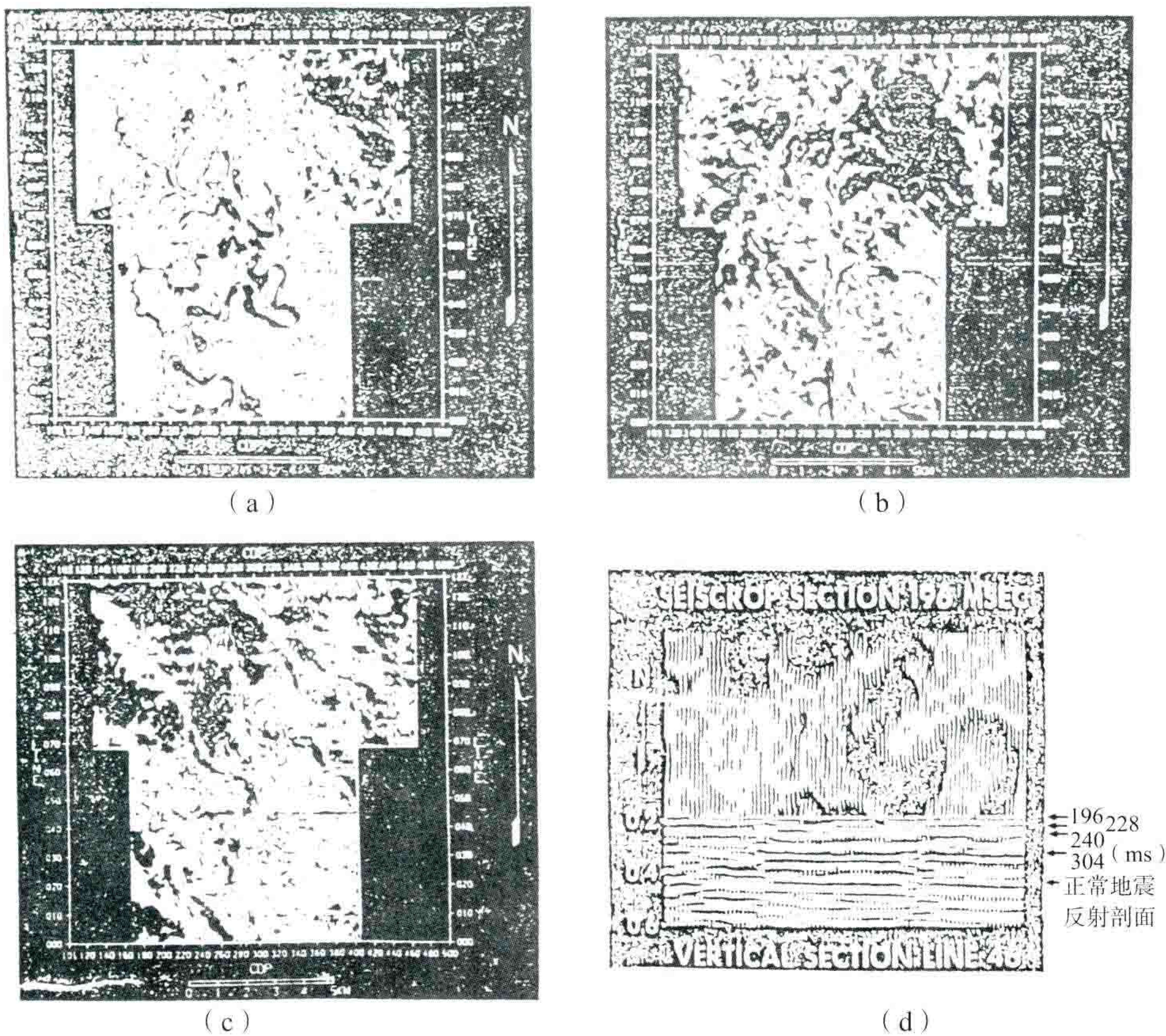


图5 暹罗湾海上三维地震切片显示的古河道

(a)196 ms切片 (b)228 ms切片 (c)304 ms切片

(d)水平切片与垂直剖面的对照(据A. R. Brown等人的资料)

那么，是否地震勘探就找不到一条古河道了呢？不，事实上我们已经看到了一条最典型的曲流河古河道，那就是泰国暹罗湾海域的浅层三维地震切片上的珍贵图像[图 5(a)]。这是一幅 196 ms 的切片，埋深仅 500 ft。水深占 250 ft，再将此波峰相位校正到初至相位，则实际上此河道基本上就在海水下面，最多被 30～40 m 的海底淤泥所掩埋。因此，我们说古河道的最后一幕在后期快速沉降掩埋的条件下，才可以被“定影”而作为古迹被保留下来。

再看下面稍微深一些的切片。图 5(b)为 228 ms 的切片，只比图 5(a)深一个相位约 30 m，曲流古河道就完全不见了。这里剩下的一些黑色条纹只是反映“混合物”留下的砂子相对多一些。图 5(c)是 304 ms 的切片，情况更是如此。图 5(d)是水平切片与垂直剖面的相互对照。在垂直剖面上，这条曲流河道基本上是不可辨认的，看不到河道的下切现象。

在我国，松辽盆地南部下白垩系泉头组沉积末期的古河道的最后一幕，也是被快速下沉的青山口组深湖相泥质岩所覆盖，在这种情况下，河道也可能保留下来。因此，古河道在特定的条件下可以保留其最后一幕。

三、黄河辫状河的演变情况

让我们再来看黄河的情形。由于我国地势西高东低、坡度较大，所以黄河主要以辫状河的形式出现。黄河在流到郑州以后，进入华北平原。在这片土地上，黄河演变的历史有着丰富的文字记载。中国科学院《中国自然地理》编辑委员会以十年的时间，集中 200 多名科学工作者，将浩如烟海的古籍文献资料加以分析整理，终于在 1982 年出版了《历史自然地理分册》。这里引用了此书中关于黄河的两张图。图 6 是从战国中期(公元前四世纪)以来的黄河下游主要泛道流经示意图。它反映了九个时期的河道位置。为了更鲜明地区别九个时代，笔者加注了①至⑨的标记，此外对徐州至泗阳一段原图时代符号的错误作了改正。

由此图可以看出：在 2400 年中黄河的位置从华北平原的西北角逐步摆动到南面来，明朝最南位置到达安徽省的西北部，后来清朝以后又摆回中间，到今日的位置。

这大幅度的摆动虽然也有我们祖先筑坝引流的人为因素，但人为的干预只能是暂时的，河流总是力求把一个平原铺盖填平，绝不允许某些地方特别高而另一些地方特别低。于是河流就通过不断的决口及大幅度改道来实现上述目的。

由于山东泰山及沂蒙山区的存在，黄河在图 6 的中间部分作南北两支。历史上从金代(或南宋)公元 12 世纪开始到清咸丰四年(1854 年)，整整有七百年，黄河是在南面流的。图 7 是明嘉靖十四年(1535 年)刘天和所绘的“黄河图说”。此图清楚地绘出黄河的主流(图上称作“大黄河”)是从郑州过开封一直奔向东流。一支向东南由涡河入淮，另一支到徐州，经宿迁，过运河向东南流进图右下角的波涛大海。

今天陆地卫星照片上，从兰考、民权、商丘(归德府)到砀山、徐州一线，尚可以清晰地看到明末清初的黄河古道的明显河床位置。

三千年来历史文献记载的黄河决口、发大水及改道事件共计有 1590 次，其中隋唐以前古书稀少，只记录了 94 次。自元朝以后，各地方县志都有了较详细的记载。1965 年出版的《中华人民共和国自然地理集》里有一个统计图表，我将此图表中自元朝以来的数据，整理示于表 1。由此表可见，元、明、清各代平均每年都要发生 1.3 次决口或小改道，每 2.4 年就发生一次洪水泛滥。

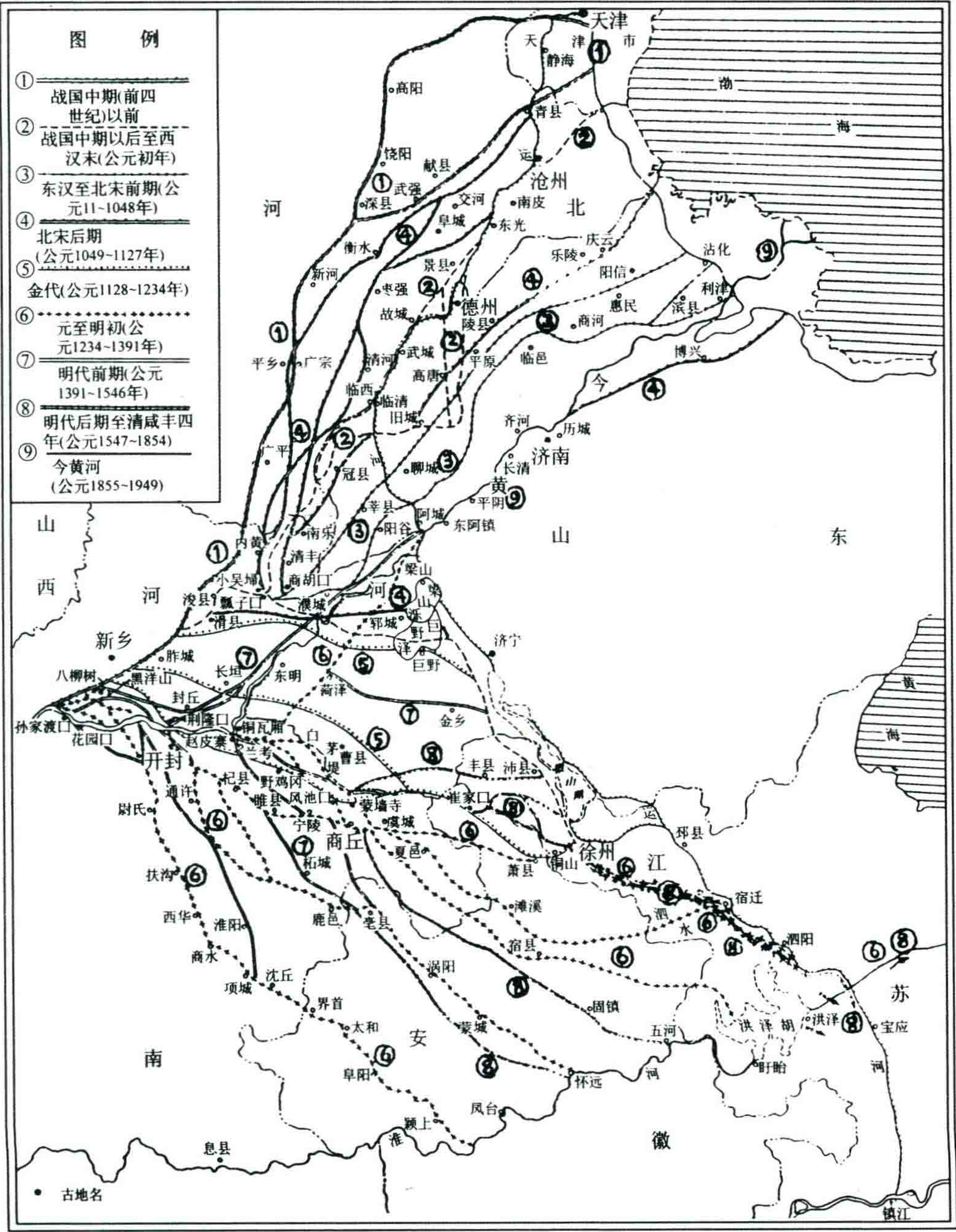


图 6 历史上黄河下游主要泛道流经示意图

表 1 元朝以来黄河泛滥、决口历史记载统计表

朝代	年份	局部发大水	洪水泛滥	决口及改道	人工破堤
元	1206—1368	60 次	77 次	188 次	1 次
明	1368—1616	244 次	140 次	316 次	2 次
清	1616—1911	211 次	82 次	396 次	3 次
民国	1911—1949	4 次	9 次	80 次	1 次
以上总计 743 年		519 次	308 次	980 次	7 次

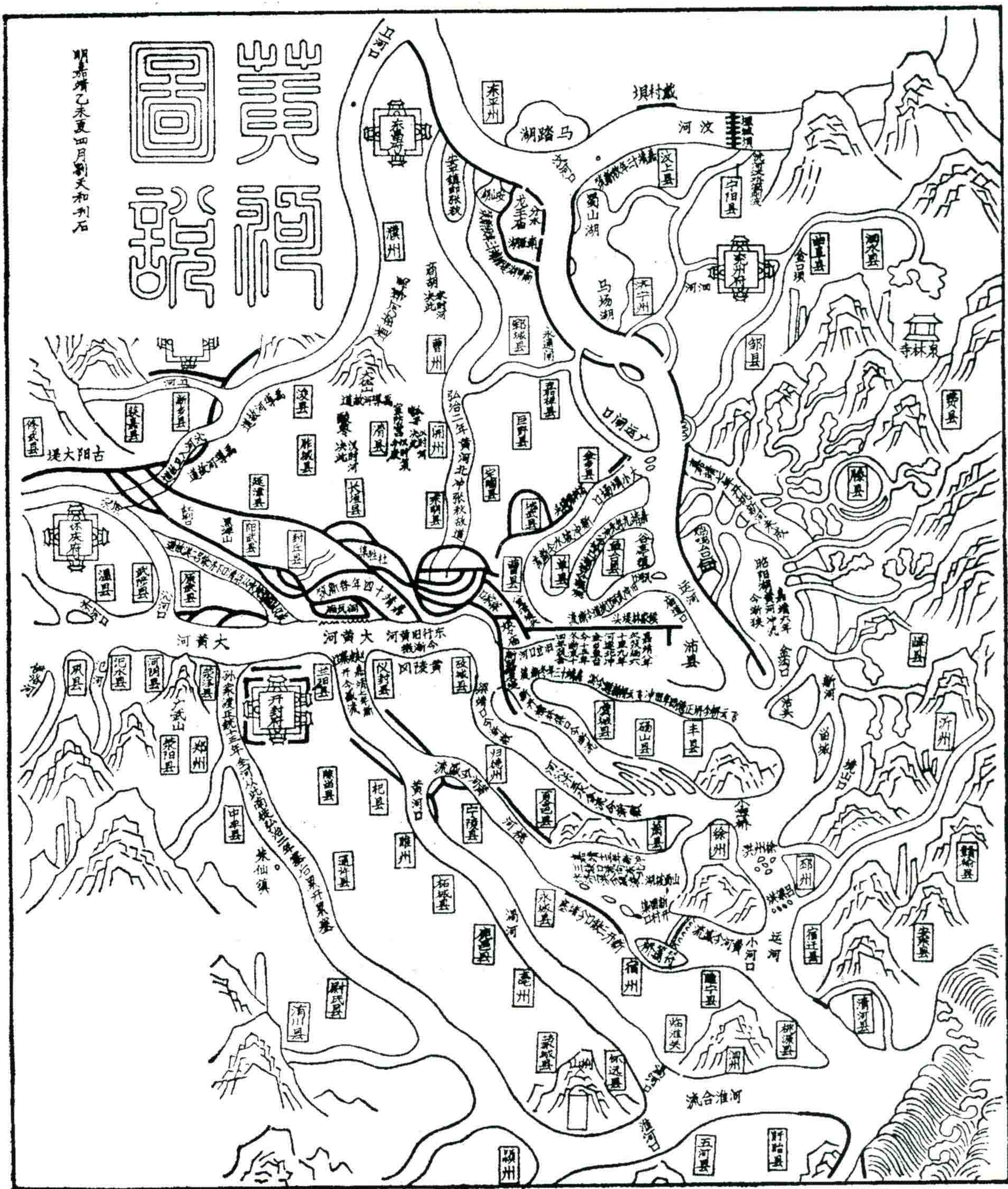


图 7 明刘天和黄河图说(1535 年)

1986 年出版的《地学基本数据手册》[3]编了公元前 2297 年—公元 1938 年黄河灾害年表。共列出 177 次受灾范围在县级以上的记载,并做了详情的描述。其中重大决口共 26 次,重大的黄河改道共 6 次(历史上称为"大徙")。笔者将 6 次大徙改道的情况列于表 2。此表左方编号 1 至 9 是与图 6 相呼应的九个时期,读者可参照阅读。

所有以上资料都是为了加深人们的印象,以理解一条辫状河如何在一个盆地中来回摆动的。因为我曾经看到有的解释人员在我国西部一个盆地中用地震资料解释了一条古河流,这条河从新第三纪开始直到第四纪,两千多万年中始终在盆地里固定位置上流动,这大概是不可能的。实际上这是一个地震资料从

浅到深系统变坏的地带，被误认为古河道。

表 2　历史上有记载的黄河下游大改道(大徙)事件一览表

1	公元前 22 世纪至公元前 6 世纪	夏、商、周朝	据山经、禹贡及水经记载，夏禹治水成功后，黄河北流主要从河南省新乡附近，过滑县、浚县、内黄、魏县、广平、邱县、广宗、南宫、冀县、深县，由子牙河至天津入海，其中滑县至南宫一段至今尚遗留有沙岗等古河道遗迹。此阶段尚未有人工筑堤，其东部为一片湖沼及泛滥平原，经常洪水成灾，无固定的居民点
2	公元前 602 年	春秋时代	“周定王五年河徙”、“非禹之穿也”。黄河改道东移，主流由内黄过元城、馆陶，过临清、德州，到沧州进天津
3	公元 11 年	西汉末年	新莽始建国三年，“河决魏郡”(在元城)，水流经今河南南乐，山东朝城、阳谷、聊城、临邑和惠民县，至利津入海。改道过程延续 60 年，灾情严重
4	公元 1048 年	北宋年间	北宋庆历八年，“河决澶州商胡埽”(今河南濮阳东)，决河北流今滏阳河与南运河之间，下游合御河(今南运河)、界河(今海河)至天津入海。1051 年复决大名府、馆陶，冷、齐、棣、淄、滨等州。1056 年及 1060 年又多次决口改道，东派由笃马河(今马颊河)入海。公元 1077 年北宋熙宁十年，河溢卫州、滑州、怀州后。“遂大决于澶州曹村，北流断绝，河道南徙”，分流“南清河人十淮”，“北清河入下海”。受淹地区主要有濮、齐、郓、徐。徐州城水深 28 尺“淹没民屋”，后来“或决或塞，迁徙无定”
56	公元 1194 年	南宋、金至元朝	南宋明昌五年，“河决阳武，灌封丘而东”，“水势趋南”，小派由北清河入海，大派由南清河入淮。1232 年夺濉入泗，1234 年夺涡入淮，至元朝初 1272 年复夺颍入淮。分汴、涡、颍三股东流。1351 年贾鲁治河，修成经兰考、商丘、砀山至徐州的主航道，循泗水入淮而东流入海。此后黄河主流始终在河南、江苏，过洪泽湖，由淮阴涟水向东入海
78	公元 1492 年	明朝至清朝	继 1489 年大决口之后，1492 年河大决黄陵岗，决数道，泛滥于豫东兰阳、考城和鲁西南曹县、郓城等处，坏民田、侵运河。此后鲁西南曹县金乡，鱼台、单县、丰、沛、徐累遭河淹，至 1546 年，河南境内夺涡夺颍水道都已堵塞。“全河尽出徐、邳、夺泗人淮”，这就是 1567 年后固定的黄河故道，水灾逐步移向下游徐州以东
9	公元 1855 年	清朝	清咸丰五年，河大决于兰阳(今兰考)，至长垣复分三股。泛滥于豫东北及鲁西南后，汇流张秋镇，穿运河而入大清河，在利津人海。此后，黄河结束了七百多年由淮入海的历史。主流又回到华北平原，进渤海湾人海。山东境内经 11 年水灾才固定至今日河床

本表根据张家诚等所编《地学基本数据手册》黄河灾害年表及中国科学院 1982 年《中国自然地理》——“历史自然地理分册”摘要而成。

让我们再来看看华北平原的沉降速率，这里有众多的钻井和地震资料。上第三系到第四系的沉积厚度平均为 1300 m，产状水平，倾角不到 1 度，说明平原是整体下沉的。第四系的厚度为 250～352 m。按第四系 160 万年时间计算，沉降速率为 0.22 米/千年。考虑到近代沉积的速率可能比过去地质历史时期要高，则一千年也最多沉积几米。于是，结论是：黄河这样的辫状河也像翻土机一样，在平原上用反复的改道及冲刷，无休止地改造着沉积的面貌，使地下也变成一个“混合物”，找不到哪里是河道，哪里是河漫滩。华北平原上的第三系地层就是这样。近年来，在大港油田及孤岛油田打了很密的生产井，可以从井间电测曲线的对比来正确了解河流相沉积的实际情况。通过小层对比，砂层分布平面图是极不规则的几何图形，看不出河道的样子来。这里的地震剖面上也看不出河道的样子。

四、近代沉积的沉积速率

为了弄清以上论断是否正确，还有必要进一步讨论一下近代沉积的速率问题。请看表 3。此表左边所列为我国几个沉降区的典型平均沉积速率，右边所列为按局部地层最大厚度所计算的最大沉积速率。纵观此表可以认为在过去的地史中，沉积速率一般为 0.05～0.25 米/千年之间变化。古生代沉积速率低，新生代，尤其第四纪的沉积速度最高(柴达木盆地东部可高达 2 米/千年左右)。这是由于地球的发展史中，矽铝层地壳越来越厚。根据地壳均衡学说，地面的山系也就会越来越高，这个总趋势必然引起侵蚀及沉积作用的加剧。此外，由表上还可看出稳定的地台区(或较大的板块区)的沉积速率偏小，褶皱山系(或板块间的活动地带)的沉积速率大。

关于现代新构造运动加剧的结论已被大家所接受，但各文献列举的数据相差很大。例如，由更新世冰盖消融而补偿性隆起的斯堪的那维亚每年可上升 10 mm，意大利沿海石柱显示的地面下沉速度可达每年 7 mm，比过去地史上的沉积速率要大得多。有地质家对此现象解释为地壳振荡运动有时快、有时慢，因此，最快时候的速率不能代替长时间的运动幅度平均值[7]。

为了核实现代的沉积速率，笔者试将黄河、长江及淮河的每年输砂量平铺在东部平原上，算算能沉积多厚。表 4 是我国几条主要河流的径流量及输砂量表。黄河的输砂量最大，每年达 16 亿吨，比长江大 3.2 倍，美国的密西西比河下游年输砂量为 4.54 亿吨，是黄河的 1/3.5。黄河、长江及淮河三条河的年总输砂量为 22.9 亿吨，华北平原加江、淮平原的面积为 25 万 km^2，若将砂泥平铺在平原上，并设沉积砂泥层的密度为 2.0 g/cm^3，则将每年沉积 4.6 mm 厚度(这个数偏大些，因为不少泥沙沉积在渤海和黄海里，这里没有加上海的面积)。

尼罗河是另一个例子。在 1970 年阿斯旺水坝建立以前，每年一次大水，把整个三角洲平铺一层沃土。在过去 3000 年中孟菲斯城附近积累了 3 m 厚的沉积土层，这相当于 1 米/千年[3]，是上例计算的 1/4.6。

有人计算密西西比河三角洲的沉积速度高达 60～450 米/千年[3]，这恐怕是指局部爪状三角洲前缘局部而言，不能代表面上的数据。如果仅指局部河口地区，则黄河目前每年向海中推进 0.5 km。据文献[1]，从清代咸丰年间黄河改道(1855 年)以来，利津以东，130 年海岸线外推 30～50 km，扩大陆地面积达 5450 km^2。因此，如果就黄河河口来做统计，其局部沉积速度也可以高达 500 米/千年以上。这是不能代表整个盆地面上的平均沉积速率的！

表 3 沉积速率

沉降区的平均速率				
地区	地层年代	平均厚度(米)	地质时间(百万年)	沉积速率(米/千年)
华北地区	Q	350	1.6	0.22
	N	1000	22	0.045
	E	2500	42	0.059
苏北地区	Q	250	1.6	0.16
	N	650	22	0.029
	E_{2+3}	2500	34.1	0.073
江汉平原	Q	150	1.6	0.094
	N+Q	600	24	0.025
松辽盆地	K_1	2000	46	0.043
鄂尔多斯盆地	J_{1+2}	1000	45	0.022
	T	1800	37	0.049
四川盆地	J	1200	64	0.019
	T	2000	37	0.054
华北古陆台	$\in-O_{1+2}$	1500	110	0.013

续表 3

沉降区最大沉降速率				
山东济南坳陷	E	8000	42	0.19
河北霸县凹陷	Q	490	1.6	0.13
江汉潜江凹陷	E_2	0.29		
玉门青北地区	N+Q	3200	24	0.13
塔里木盆地山前	N+Q	6000	24	0.25
青海柴达木三湖区	Q_{1+2}	3120	1.6	1.95
苏联高加索地区	N_{1+2}	3000	22	0.14
	J	4500	64	0.07
俄罗斯陆台	D+C	0.053		
美国墨西哥湾地区	N	4676	22	0.21
	E	3176	42	0.075
	K	4117	77	0.053

注:地质绝对年龄按美国地质学会 1983 年公布的数据。

表 4 我国主要河流的径流量、含砂量及输砂量

河流名称	测站	流量(多年平均)(m^3/s)	年径流量(10^9 m^3)	年输砂量(10^4 t)	含砂量(kg/m^3)	以集水面积计算的水蚀模数($t/km^3 \cdot a$)	多年来年际流量极值比(倍数)	多年来输砂量年际极值比(倍数)	统计年份
黄河中上游	甘肃兰州	(1099)	346.7	11900	3.48	534			1919—1969
黄河中游	河南陕县(三门峡)	1350	426	160000	37.7	2330	3.3	9.0	
黄河下游	山东利津	(1522)	(480)	119000	24.8	1593			
长江中下游	湖北宜昌	14400	4542	55800	11.0	1.3	1.7		1956—1970
长江中下游	湖北汉口号	23700	7474						
长江下游	安徽大通	28500	8988	49960	0.575	293			
松花江	哈尔滨 佳木斯	1230 2394	(388) (755)	1069	0.157	20.7	6.9 2.7	10.4	1898—1970 1957—1970
淮河	安徽蚌埠	899	(284)	1308	0.397	107	17.1	100	1956—1970
珠江	广西梧州	6294	(1985)	6649	0.321	201	2.8	8.3	1956—1970
塔里木叶尔羌河	卡群	203	(64)	2910	4.56	604	1.9	4.9	1957—1967
雅鲁藏布江	羊村	1010	(318)	1660	0.529	106	2.6	3.4	1956—1970

注:(1) 河流在一年之内流量及输砂量有明显变化,一般 6~8 月间流量为冬季枯水期之两倍至五倍以上,输砂量年内变化可达 3 倍至 30 倍以上。

(2) 本表摘自 1986 年《地学基本数据手册》。带括号数据是作者推算的。

五、三角洲及湖泊的变化

从以上的讨论可以明确一点:现代沉积速度以三角洲为最快,但是就一个盆地而言,面上的、具有代表性的沉积速度不会大于 5 米/千年。我们在地震剖面上研究盆地的沉降及沉积情况时,必须考虑以上的数

据，因为盆地不下沉的话，沉积物是不可能局部加积、堆高许多的。而盆地是不可能只在三角洲的部分下沉的，于是三角洲必然要向海里推进，或者向左右摆动，以卸去多余的泥沙负载。这也就造成了三角洲的陆上部分经常被改造，网状河不断地改变着它们的形态，沿岸沙坝及湖的位置也不断向海里（或湖里）推进。

这些事实解释人员也应加以注意。曾经有人解释了一个厚度近千米的河口沙坝，这恐怕也是不合情理的。

图 8 为美国的密西西比河三角洲 500 年来的变迁情况[5]，可以看到主河道的逐步东移，位移达80 km，四期网状河已经遭受后期的改造，并且海流的波浪作用又把爪状准三角洲向后侵蚀，目前只剩下第五个“爪”远远的伸向海中。

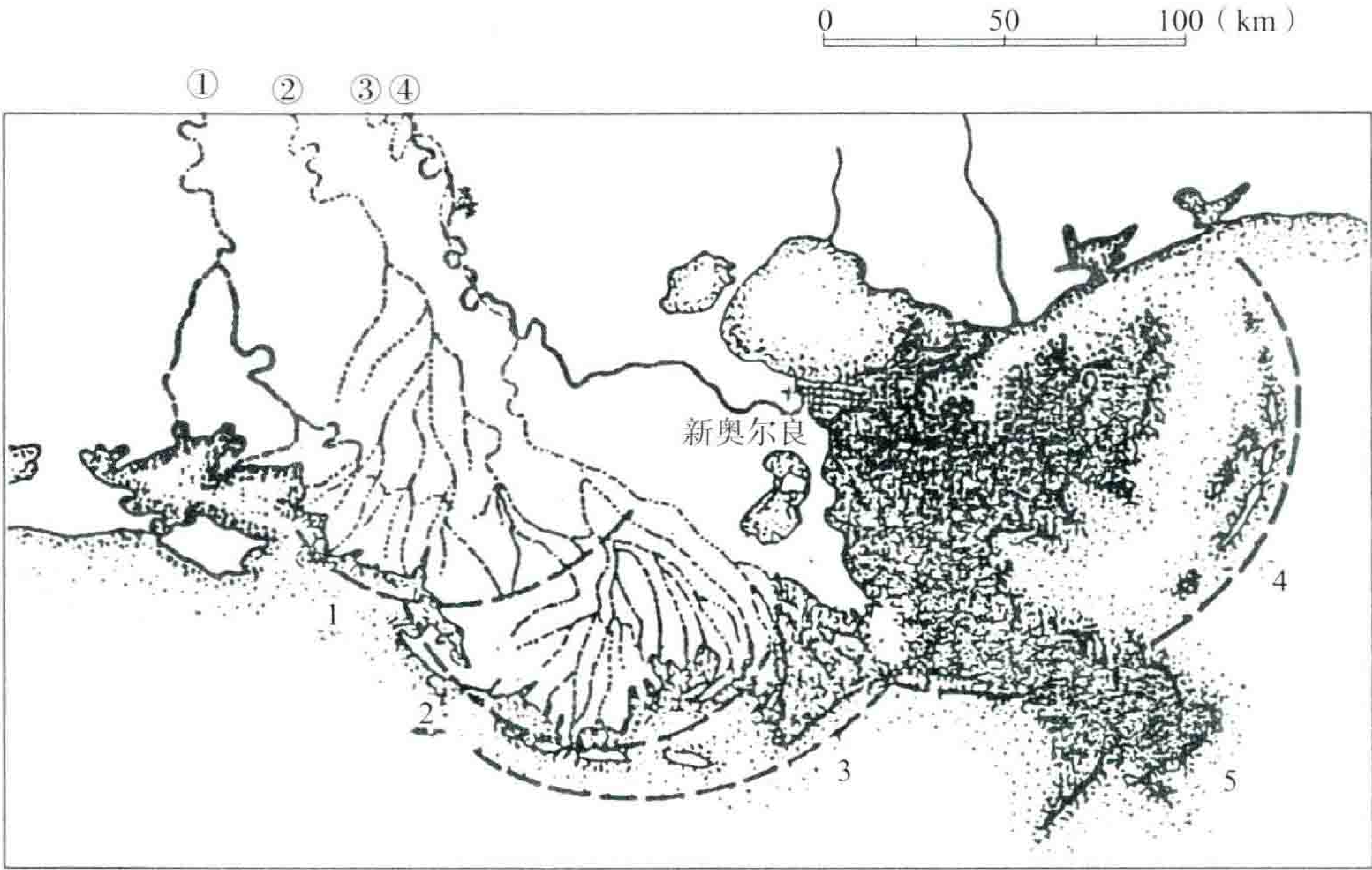


图 8 密西西比河三角洲及近期形成的准三角洲

因此我们在解释海相沉积时，也应考虑到这种沉积的改造及重建过程。图 9 为珠江口海上的上第三系前积层结构。由图可见，海岸线向右（南）逐步推进，但有时因沉积物源的改变方向及分支河流的平面移动，造成停积和侵蚀，然后再加积。图中箭头所标之处可以明显地看到地层经过海流的侵蚀，而后又重建前积层再覆盖上去。

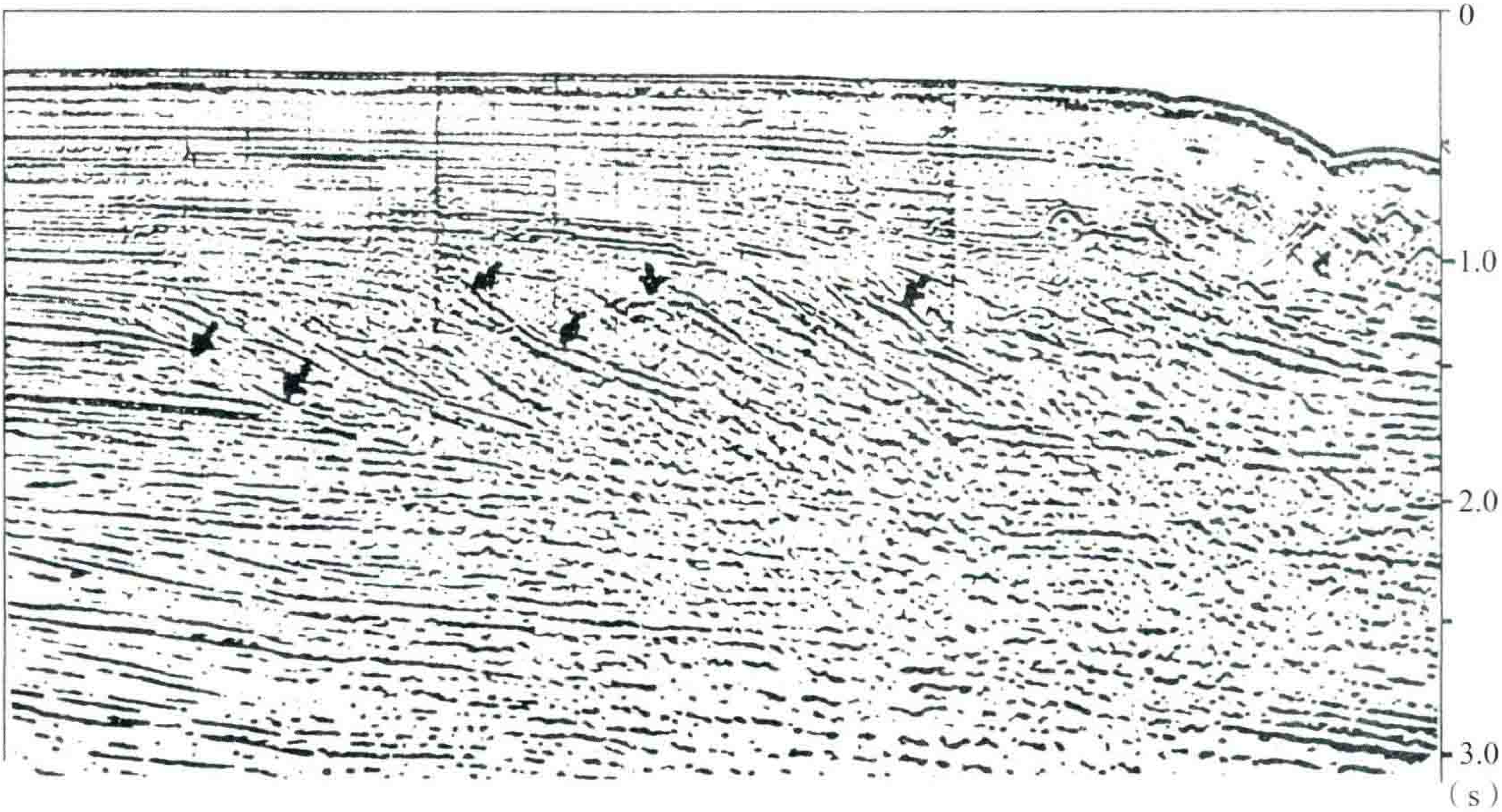


图 9 珠江口盆地 1032 线的前积现象

对陆上湖泊的变迁也应加以注意。我们在前面已经讲到，大型云梦泽的消亡是在大约一千年前。再看华北平原上湖泊的演变情况(请参看文献[1]历史自然地理分册中的华北平原古代湖泊变迁图)。平原西部过去有许多湖泊，现在都消失了，而历史记载从公元前 2—4 世纪，信阳至天津一线共有 29 个湖泊及沼泽。山东的大野泽向北移动，到宋朝(公元 11 世纪)形成“八百里梁山泊”，现在梁山附近已成为陆地，只在水域的东北遗留下一个很小的东平湖。昭阳湖及微山湖的形成是从 11～15 世纪开始，过去是不存在的。南面江苏省的射阳湖及太湖的面积在两千年历史中缩小了一半还多，而洪泽湖及高邮湖又由小变大。凡此种种，也加深了我们对华北上第三系馆陶组及明化镇组地层中泥岩夹层(湖泊相)沉积不稳定性的理解。这种泥岩横向延伸不长，不是好的盖层。

这就像我们不能确切找到一个河流砂坝一样，我们在地震资料的地震地层学解释中所谓岩相带的解释划分，也只能表达厚度上百米大套地层的粗略的相带变化，因为它本来只是一个粗糙的东西。最近有人提倡“小层地震地层学”，我认为目前还只是一种愿望与努力方向，常常并不是现实所能达到的。主观地想把地下情况说得十分确切，言过其实也是不恰当的。我们心中对地震勘探目前有多大本事应该有自知之明。

六、河流的切割深度问题

图 10 是我国陆上某地区一条叠偏剖面上所解释的河流切割现象。在浅层第四系和上第三系地层中画出了两个河床切割及后期充填物；在中部下第三系砂泥岩地层中则解释出一个深度达 800～1000 m 的河床下切，这是值得推敲的。

一条河流在不同的地质情况下到底能下切多深，下切以后在什么样条件下能保留在地震剖面上，这是我们想讨论的问题。

大的河流在流出大山区之前可以将大山切割得非常深。长江上游金沙江有一段称作虎跳峡，江面宽度仅 30～60 m，水流湍急，河床切割的 V 字形峡谷深达 3000 m。有名的长江三峡全长 250 km，谷深达 1500 m。这些地方都因为周围是坚硬的岩石阻挡了河流的畅通，江面变窄、流速加快，下蚀作用加强，故而有峡谷出现。待河流流出山区，河面加宽，流速自动减慢，河床则自然变浅了。

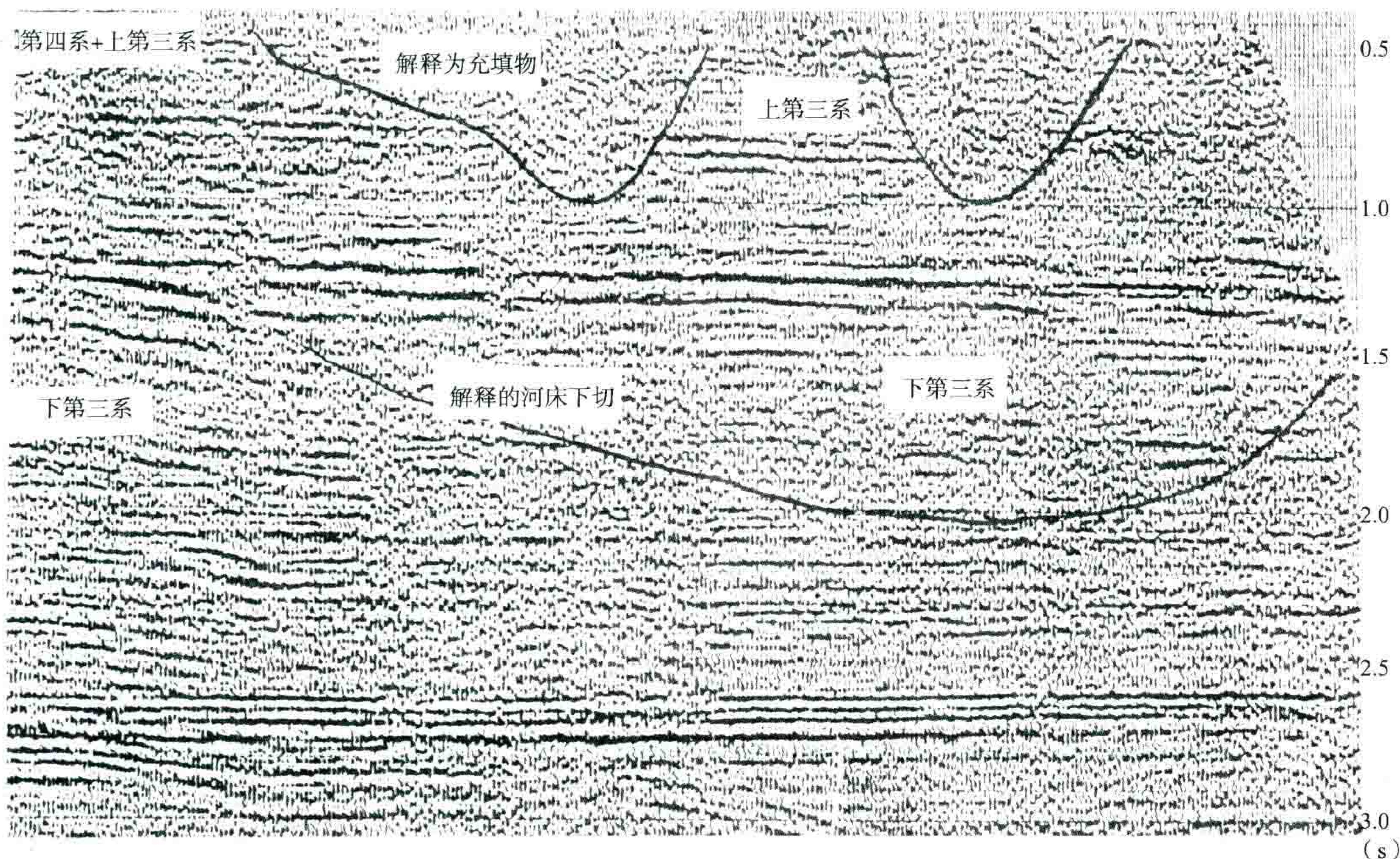


图 10　被解释为河床下切的一条叠偏剖面

让我们来看长江河床的目前形态。长江水利电力科学研究院1971年实测编绘了长江中下游重庆至上海的河床纵剖面图,它给出了河道中河床最深处的海拔高程。此资料表明,河流可分为三段:由重庆到万县一段水流坡度为0.12 m/km,河床呈小锯齿形,江水深度渐增为80～120 m,最深之处在长江进瞿塘峡前方。三峡一段的水流坡度、河床形态和水深都明显有别于其上、下两段河流。待江水一出西陵峡到宜昌,江面突然变宽,河床马上变浅,水深仅30多米。整个长江从宜昌向东,水流坡度由0.05 m/km逐渐降到0.02 m/km,河床又变为小锯齿形,平均水深为25 m左右。局部河床最深处在黄石至湖口一带,局部水深可达100 m,河床底部到达海平面以下。这是因为当地有低山山系的坚硬岩石所挡,对前方的松软地层产生淘洗作用所致。

了解这些资料后,应能使人相信,当河流进入平原以后,河床的下切深度一般仅为20～40 m,在地震剖面上仅半个相位左右。因此,图10在松软的第四系及第三系地层中画这样深的河床下切是不合理的。实际上浅层两个河床下切现象是由野外缺炮,在偏移处理中出现划弧现象所造成的假象。1.7 s处的所谓下切是整套第三系河流相流地层的横向岩性变化所造成的。

在华北地区,地下潜伏凸起顶部的古山沟在地震剖面上的确看到切割较深的河床及后期充填现象。这在河北沧县隆起及山东陈家庄凸起上都可以看到。但请注意,此时河谷两侧的地层是古老的基底坚硬地层。

还有不少地区河流的下切作用加剧是由于构造运动的隆升。如四川盆地中的嘉陵江、陕西省的渭河与泾河等。前者切割着侏罗系砂页岩地层,后者切割了第四纪黄土高原,深度都可达200～300 m。这并不是河流愿意切得深一些,而是构造运动的抬升引起的。在这些地方见到明显的阶地结构,就是构造抬升的证明。

著名的美国大峡谷也是一例。科罗拉多河深深切开中生界地层。这里用火山熔岩年龄测定法所得之河流下切速度为0.4 m/千年[5]。因为河流本身是平衡的,所以这个数字实际代表着科罗托多高原的近代隆升速度。

以上这些隆升区的河流下切后果是否能被保留下来呢?这完全要看它在沉降掩埋之前是否被风化夷平。这些中、新生代地层是极易被后期侵蚀所夷平的,所以保留到地震剖面上,河床下切深度一般就不会那样深了。

相比之下,海洋或深湖中的浊流河道倒是比较容易保留下来,从而能在地震剖面上观察到。

七、结　论

(1) 近代沉积模式不能简单、生硬地拿来解释地震剖面上的各种地质现象。一个好的解释人员应该既熟悉近代沉积模式,又想到这些沉积的历史演变情况。长江及黄河的变迁历史是一个很好的例证,它可以使我们明白许多事情,从而更确切地做好地震地层学的解释工作。

(2) 在深海及深湖里,我们常可以找到河道及浊流砂。然而,在河流相沉积中,地下已经形成复杂的岩性混合体,以致很难分清哪儿是河道,哪儿是曲流沙坝,哪儿是泛滥平原。古河道只是在特定的条件下才能保存下来。一般地说,地震勘探只能指出哪些地方河道砂岩相对地厚一些。

(3) 用地震地层学的方法做岩性、岩相推断时,应该想到这是一种很粗略的估计。我们如果能把大套地层的岩相变化总趋势解释得基本正确,就算是很大的成功。对小层分层的精细情况说得过分确切,就言过其实了。除非今后地震勘探的分辨率大大提高,并且积累更多的地层沉积学知识,我们才能有所突破。

参考文献

[1] 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会. 中国自然地理—地貌分册[M]. 北京:科学出版社,1982.

[2] 李叔达. 动力地质学原理[M]. 北京:地质出版社,1983.

[3] 张家诚. 地学基本数据手册[M]. 北京:海洋出版社,1986.

[4] Le Blanc R J. 砂岩储集岩体的几何形态[C]. 胡丈海,胡征钦,李昭仁,译//《油气勘探译丛》编辑部. 美国石油地质考察报告之四:地震地层学. 北京:石油部科学技术情报研究所,1983.

[5] Hamblin W K. 地球动力系统[M]. 殷维翰,译. 北京:地质出版社,1980.

[6] Payton C E. 地震地层学[M]. 牛毓荃,译. 北京:石油工业出版社,1980.

[7] 别洛乌索夫 B B. 大地构造学基本问题[M]. 徐韦曼,张文佑,马万钧,等,译. 北京:地质出版社,1956.

文章编号 209-2

“近代沉积与地震地层学”一文的补充材料



这是1993年我给《石油物探》编辑同志的一封信。说明“近代沉积与地震地层学”一文的编写过程以及国外的评价。

《石油物探》编辑同志：

你们的来信已收到，关于我以前所写的“近代沉积与地震地层学”一文的确不同的人有不同的看法。其中不乏有人认为我的文章是“偏颇”的。但我认为我所阐述的道理是无可争议的：陆地上河流改道是如此之频繁，怎么能在长期的地质历史中保留一条完整的河道呢。不过我文中也不否定有找到的可能，那就是河流的最后一幕快速地被海水或湖水所掩埋（如暹罗湾的例子）；以及在凸起区过去大山的冲沟里的古河道深度下切的峡谷，后来被沉积物充填、掩埋（如陈家庄的例子）。

你们说不少人找到了陆相的河道，我诚意地希望你们指出这些例子的出处，我希望对它做深入的研究。我这里附上两个河道的例子，但它们都是水下河道和浊积河道，海洋环境中的河道我也见得很多，本来是不足为奇的，陆相的完整的曲流河道我还没有见到过硬的例子。请赐教！

我的文章的英译稿曾经送给我的美国朋友 John B. Sangree 看过，他对我的两篇文章都是抱着肯定的态度，说它们是“对地震地层学文献资料的有用的贡献，值得用英文发表”。我想他的评价绝非是恭维之辞，因为他写的3页长信是“极为认真的”。

这篇文章当初是你们物探研究所1986年向我组稿的，那一年我向邓敦明先生交稿后，邓亲自写信告诉我：“SEG认为我的这篇文章是送审的报告中最好的一篇”。并认为“只要稍加编辑就能刊出”。1978年，当时SEG负责编辑出书的陈昆华先生在洛杉矶碰见我的第一句话是：“你的文章是最精彩的一篇”。

所以后来当“中国的物探”（我忘了这本英文出版物本来想叫什么名称）自动宣告流产后，我也曾想过：因为我文章中引用了大段中国历史上的事件，如果直接向SEG刊物 Geophysics 投稿，可能不合适。不合外国人的口味！果真不错，今年SEG来信表示最好向地理杂志社投此稿。我不怪他们，因为我这篇文章可能使某些人不高兴，也不合外国人的口味，这便是本文出台的前因及后果的完整故事。

承蒙你刊对我的文章十分重视，准备加以刊登。我授权由你们加以修改，但希望不要改得太多，走了样（最好文字不改，不要大段节删）。

我是个习惯于说“老实话”的人，可能有点“偏颇”。但我觉得当前物探界还的确需要讲点“老实话”，如果有必要请把我的文章放在“问题讨论”栏目中刊出也可以。

关于图幅我上次已经说过：图5可以不要，图8还是要。估计此图原样一定是明朝的石刻。缩小后小

字肯定不清楚，刊此图的目的是加深读者的印象，并不需要人们看那些小字，这是一件古董呐！对古董不能要求过高。

现寄上我保存的最清楚的底稿一份，请你们务必妥为保存，如不录用，请退还给我。这是我的要求。

附上地震地层学专家 J. Sangree 及阿莫科公司前总地质师 D. Meckel 给我的两封信（1988 年）的复印件，及水下河道的另外两个例子。

【注】John Sangree 是 Exxon 石油公司研究部的总地质师，他与 Peter Vail 是创立地震地层学的奠基人。

１９８７年李庆忠的论文：“陆相沉积的地震地层学若干问题”在“石油地球物理勘探”杂志上分两期发表，1989 年又编写了“近代沉积与地震地层学”（英文稿）。

下面是美国地震地层学及层序地震学专家、前 EXXON 石油公司总地质师John B. Sangree 在收到两篇文章英文稿后写给李庆忠的私人信。信中认为：“两篇文章看来都是对地震地层学文献资料的有用贡献”。并且认真地一段段作出了评语。认为值得用英文发表。

Dear Mr. Li,

I read the two papers that you asked me to review and my comments are attached. Both papers seem like useful contributions to the seismic stratigraphy literature. Thank you for letting me read them. I have also enclosed copies of references to the new concepts of sequence stratigraphy that may be of interest. Also you should obtain two new publications: Bally, 1988 (?) "Atlas of Seismic Stratigraphy II" to be published by the AAPG shortly and "Sea Level Change - an Integrated Approach" to be published by the SEPM in March, 1989. Now for my comments:

"Some Problems about Seismic Stratigraphy Applicated to Land-Facies Formation" I would retitle this article: "Pitfalls of Seismic Stratigraphy, with Special Application to Non-Marine Strata".

1. Figures 1-4. These are excellent illustrations of the effect that I tried to describe in Fig. 7 of Sangree and Widmier, 1979, p. 137 (copy enclosed). Parallelism of beds and reflections can break down when you have a series of en echelon reflecting surfaces. We see this effect commonly when beds backstep or retrograde in a regular pattern, for example in reflections from transgressive onlapping sands.

反射相位的倾斜可以由于沉积的向前或向后移动而造成同相轴的不平行

陆相地层的年代对比常常是困难的

On the other hand, the reader must realize that chronostratigraphic correlation of land-facies is always difficult. Biostratigraphy is rarely helpful, except at major unconformities. Log correlation of fluvial sands and shales is typically difficult-to-impossible because of the discontinuity of individual sand bodies. Seismic correlation remains the best chronostratigraphic tool for correlation of land-facies. In seismic sections like your Figures 3 and 4 seismic reflections do present gross chronostratigraphy, the interpreter simply must be careful not to try to read too much into the minor discontinuities of the reflection pattern.

2. Figures 5 to 13. To me, these are the most important part of the article. Frankly, I am surprised to see pseudo-onlap of two seismic cycles (as A and B on F in Fig. 7b, or Y and Z on I in Fig.8b). My own experience with studies of integrated well and seismic data is that two cycles of onlap on a common reflection can

承认假上超的存在

该信共3页，后面2页从简。

L. D. Meckel and Company

2723 Sackett ■ Houston, Texas 77098 ■ 713-523-8862

这是美国前雪弗龙石油公司总地质师 Lawrence D. Meckel 看了李庆忠有关地震地层学的两篇论文后给他写的回信。回信说：“很欣赏地阅读了你的论文，我认为你站在正确的轨道上”。

Mr. Li Qingzhong
c/o Western Geophysical
Houston, Texas

Dear Mr. Li:

I enjoyed reading your papers and think you are on the right track. Seismic interpretation is not simple and in fact is commonly complex. That is why seismic resolution of sands does not work most of the time. However, it is nice when it does work. Keep up the good work.

I have also enclosed three papers I have co-authored that you may find useful. They all deal with seismic resolution of stratigraphic units and the difficulties one has in interpreting seismic. Hopefully some of these ideas will be useful to you.

The key is that you always have to look at the specific subsurface examples in terms of its rock properties to see if the reservoir can be "seen" on seismic.

Will talk to you again later in the fall.

Best regards,

Larry

Lawrence D. Meckel

LDM:nb
Attachments

此致

敬礼

石油物探局　　李庆忠

1993年7月25日

文章编号 210-1



河道解释中的陷阱



1998 年发表的这篇文章再次提醒地震资料解释人员不要陷入陷阱。

文中提到 1993 年 Leading Edge 杂志上加拿大的 Enachescu 先生也犯了一个错误。他根据地震资料绘出了一张十分漂亮的古代的曲流河、牛轭湖和泛滥平原的图，登在刊物的封面上。依我看，这是由于他在反射层位对比中的"跳相位"所造成。在这种"河道"里，振幅是减小的，所以不是砂子多，而恰恰是几千、几万年里河流砂子没有摆动到的地方。华北冀东油田地震资料解释中也有相似的情况。

只有水下河道才容易被保存下来。

此文 1998 年 6 月发表于《石油地球物理勘探》第 3 期，作者李庆忠。

摘　要

河流在平原上总是通过频繁的摆动改道来铺平其携带的沉积物。而盆地的下沉速率却是非常之慢，于是曲流河和辫状河就像翻耕土地的机器那样，不断地来回搬运、倒腾着地下的沉积物。几万年后，盆地里的沉积物就变成一个杂乱无章的"混合物"，平面上是找不到一条完整的河道的，也说不清哪里是心滩，哪里是牛轭湖。

因此，我们利用地震勘探技术很难找到一条陆相的河道。但是在合适的条件下，通过地震勘探能够笼统地指出哪里河道砂更发育一些。实践表明，只有海洋中及深湖里的浊流河道才容易被找到。

本文结合国内外的解释实例，指出了当前河道解释中存在的陷阱。特别是在层位追踪对比时，不要把跨相位所形成的振幅差异在三维切片上误认为是河道的反映。

关键词

地震地层学　河流沉积　河道　地震数据解释　陷阱

引　言

1994 年我在"近代河流沉积与地震地层学解释"[1]一文中以黄河、长江的曲流河及辫状河在几千年历史上的频繁泛滥改道为依据，说明一条河流进入开阔盆地后，在自然条件下平均每几年就要发生一次河流决口或改道。也就是说在一千年间，河道位置的变迁将十分频繁。但是在此期间，盆地的整体下沉速率却只有零点几米。因此，河流在平原上总是通过频繁的摆动改道来铺平其携带的沉积物。曲流河和辫状河就像翻耕土地的机器那样，不断地来回搬运、倒腾着地下的沉积物。几千年后，盆地里的沉积物就变成一个杂乱无章的"混合物"，平面上找不到一条完整的河道，也说不清哪里是心滩，哪里是牛轭湖。即使是纵剖面也变得十分复杂：上面一层是河道砂，紧挨着的下面一层就可能是泛滥平原相的泥质岩。而地震勘探的波长一般为 80～100 m，笔者认为在陆相地层中用这样的地震勘探方法很难找到一条完整的河道，也很难指出哪里是心滩，哪里是牛轭湖。不过我在该文中也不否定有找到河道的可能，那就是河流的最后一幕

快速地被海水或湖水所淹没(如暹罗湾的例子),以及在凸起区老山冲沟里的古河道深度下切的峡谷,后来被沉积物充填、掩埋(如沧县隆起及陈家庄凸起上的例子)。至于在海洋及湖泊环境中,水下河道和浊流河道的位置比较稳定,而且容易被保存下来。然而对陆相河道,迄今为止我还没有见过令人信服的例子。

对我的那篇文章不少读者看后认为很具有说服力,但也有些人持有不同的看法,认为给地震勘探泼了一盆冷水。许多人愿意看到地震勘探找到河道的成功的例子,却不愿意听到"地震勘探在陆相地层中很难找到一条河流"的观点。直到现在我仍然确信,陆地上的河流改道是如此之频繁,怎么能在长期的地质历史中保留一条完整的河道呢。

早在1987年,我在"陆相沉积地震地层学若干问题"一文[2]里曾经指出:陆相地层中,"视同相轴"基本上可以反映那些砂岩厚度大的地方。因此,我们虽然不能具体地指出哪里是河道,哪里是心滩,但是我们还是有可能笼统地指出哪里的河道砂相对发育一些。即在一般情况下,振幅增强的地方就是砂子相对增多的地方。可见,地震勘探还是有用武之地的,不过解释人员不要说过头话。对于古河道你越是想说得有鼻子有眼,就越有可能离谱。

近年来,一些老概念在地震解释人员中还十分流行,例如:剖面上见到"眼球状"结构就认为是河道;振幅切片里见到长条形图像便解释为河道,既不考虑这些河道是陆地上的还是水下的,也不追究这条河流可以切割的深度。最近不少人还声称在华北上第三系馆陶组地层中找出了河道,我认为这是不可信的。因此有必要举出一些例子来说明解释中的"陷阱",和大家一起讨论。

一、加拿大的例子

1993年6月,在The Leading Edge上有一张彩色的、漂亮的、网状河的三维沿层振幅切片图[3]。我把此图复制成黑白的,如图1所示。这是加拿大Terra Nova油田晚侏罗系Egret地层中的古河道的模样。该文作者Enachescu认为这是一个陆地上的三角洲平原相的分流河道。此图右方很宽的南北向黑色条带是一条断层。在图的左方是分流网状河,有曲流的样子,甚至还绘出了牛轭湖。解释者还在北边绘出了"古海岸线"。如果这张图是正确的,那么此图非常典型,可以作为教材。但由于我对这个问题曾经进行过研究[1],[2],使我对此图的真实性产生了怀疑。仔细一看,该文作者所追踪的层位是一个不整合面,即EU(Egret Unconformity)。

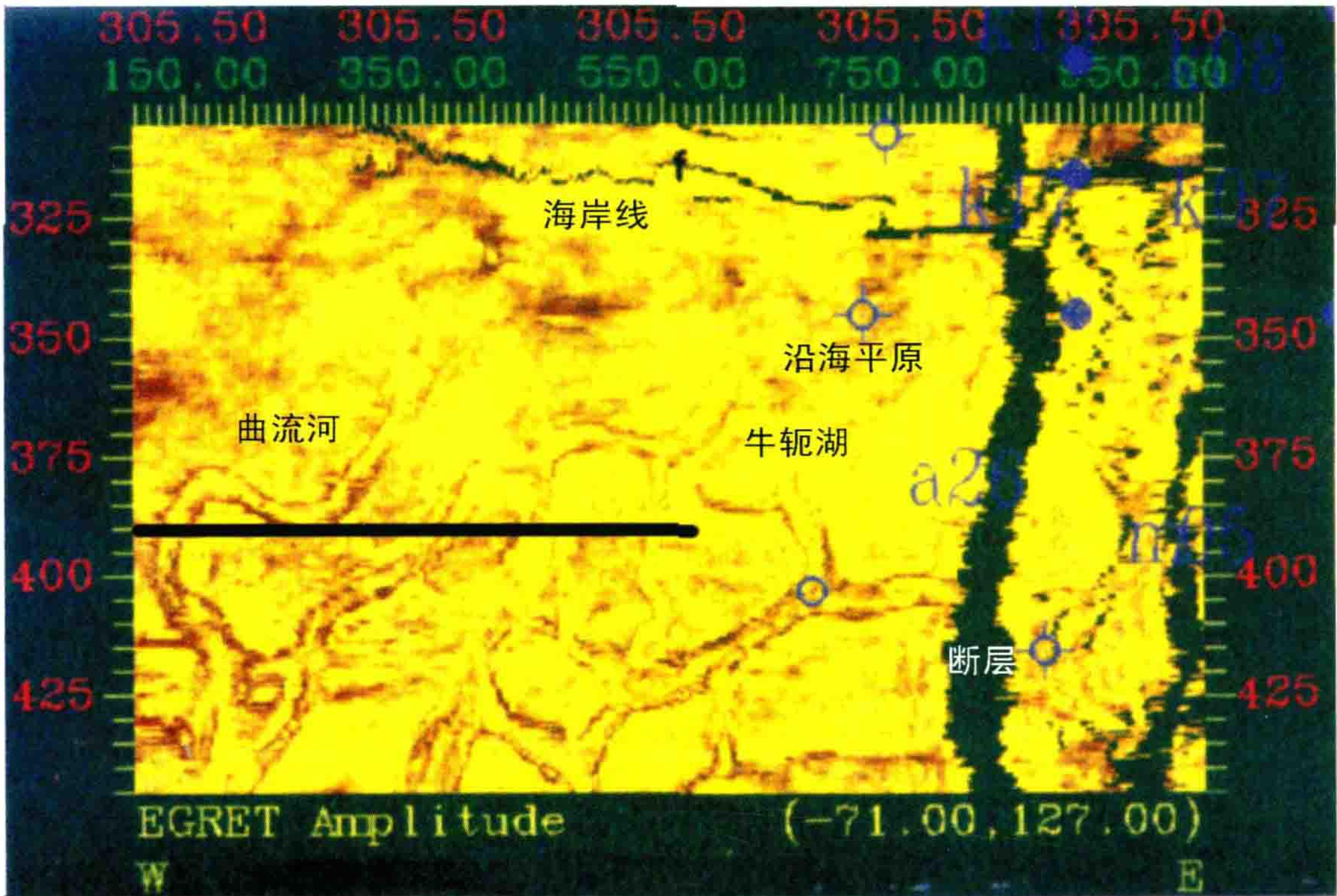


图1 加拿大西南Terra Nova油田船Egret不整合面的三维振幅切片的古河道解释

图 2 是一条东西向地震测线（它的平面位置标在图 1 中是一条东西向的粗黑线），从中可以看到解释者所追踪的层位拾取线（白色细线）的起伏情况。在 EU 及 EM 字母边上，层位拾取线忽上忽下，有明显的“串相位”现象。对比线 4 次穿过白色同相轴（波谷）。我已把这 4 次跨越白色同相轴的地方用 4 个箭头标出。我认为解释者这种层位拾取方法是值得推敲的。

首先要问一下，寻找古代河床的遗迹为什么要到河床下面去找？因为该作者的对比线是沿着不整合面的侵蚀底面向前对比的，为什么不采取沿着比较平滑的层位来对比？例如在图 2 中，层位追踪线完全可以从一个比较平整的黑色同相轴（波峰）里加以追踪，不需要跨越相位（本来是比较顺当的）。但是他跨了 4 次相位，当然切片里产生 4 处振幅异常。又因为这是三维地震数据，所以每根同相轴在交点上总是闭合的。基于上述这种情况，在解释层位闭合后，切片图上肯定会有 4 条河的样子出来。可见，河道的样子完全取决于层位追踪的方案，而目前这个追踪方案恐怕是不合理的。

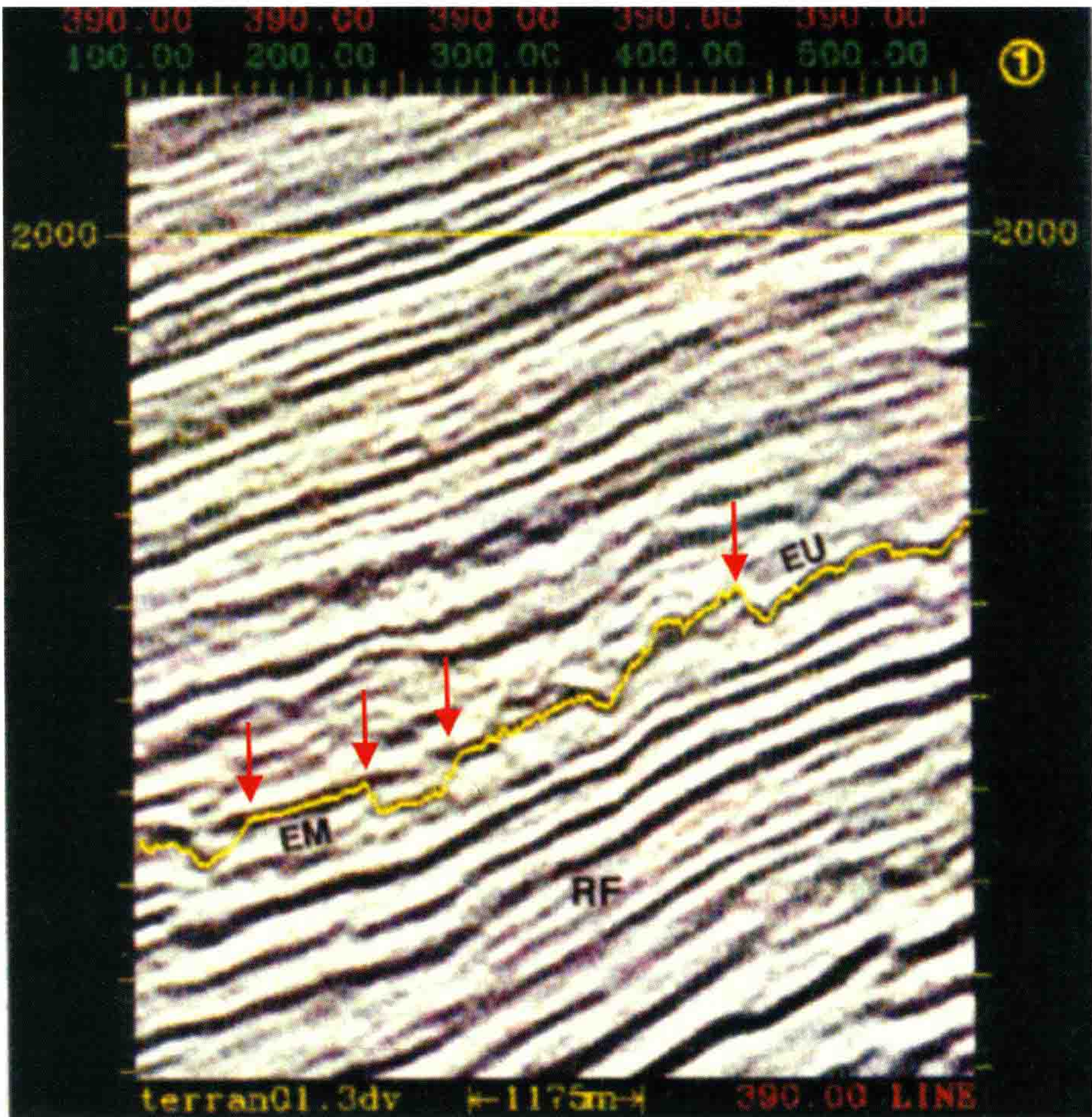


图 2　图 1 所示地震剖面位置的层位追踪方案

① 为 Egret 不整合面；RF 为不整合面下生油泥灰岩

更糟糕的是这样跨相位的层位追踪方法所得到的河道，实际上代表着一些振幅的减弱点，因此那种所谓“河道”里面的砂子将不是增多，而是减少。

我认为追踪河道的遗迹应该从平行于河流沉积“当时的”古水平面来横切一刀（这就是沿着所谓“沉积等时面”），在这个面上才能判断哪里有曲流河，哪里有牛轭湖（如果它们真的在地下已经保存下来的话）。

如果解释者说：“Egret 地层中有一个不整合面，它是起伏不平的，如图 2 中所追踪的一个侵蚀面。那么肯定当时是有河道的”。这样还可以说得过去。但即使这种情况存在，我还是怀疑他们是否能够具体地绘出这个河道系统中哪里有点砂坝、哪里有牛轭湖的真实面貌。

二、中国的例子

最近几年里，我国物探界不断有人声称找到了陆相地层中的曲流河道，例如胜利油田胜海公司在埕岛地区使用多种“先进”的地震解释方法，在上馆陶组地层中找到了几条河道，还预测了砂体的孔隙率、渗透率及含油饱和度，据说都已经得到钻井证实。我看了这些资料后认为，实际上他们所说的上下相邻层位的河道是平面叠置的，几乎哪里都有砂。记得 70 年代我在胜利油田工作期间，曾经看过孤岛油田的地质资料，他们根据很密的井网勾绘了馆陶组各小层砂层的对比图，绘出来的砂层等厚图全是一个个“土豆”和“烧饼”，根本看不出哪里是河道。

我认为在华北新第三系地层中寻找河道是极端困难的。虽然近年来地震勘探的手段高明了些，加上

三维振幅切片彩色显示，有时的确有长条形、弯弯曲曲的振幅异常，似乎像是河道，使解释人员信以为真。

其实振幅异常在平面图上不是圆的，便是长的；长的异常不是直的，便是弯曲的，而不是什么河道的显示。

还有人在冀东油田的高尚堡地区的馆陶组里用地震振幅切片找出了许多条河道，彩色显示后也有网状结构。他们说已经找到了河道的位置。但我结合钻井资料分析后发现，打井后在非河道的泛滥平原上砂子很多，而打到河道里的砂子反而少。

我估计他们与外国的 Enachescu 先生一样，可能也陷入了相同的解释陷阱：由于河流相地层的反射同相轴不可能得到连续的大段追踪，同相轴一般是频繁地中断、分叉与合并。因此解释人员对比时，按照习惯总是沿着时断时续的波谷（或波峰）向前换算，换算到上下不平行处，只能跳过一个相位再前进。所以每次碰到跳相位及每次遇到分叉合并时，振幅就有异常变化，而这种对比方法在三维数据体的平面图上也一定是闭合的（这是强迫它闭合的）。在这种情况下，人们大部分追踪的是较强振幅的同相轴（它们在平面上表现为各种各样的方块和圆块），它们的含砂量大；而局部跳相位及分叉合并之处便显示为平面图上的“假河道”，实际上这些部位是振幅变弱之处。所以宏观上说，这里含砂百分比反而小。这就是我的解释。

面对这样的资料，我认为他们找到的实际上不是河道。恰恰相反，这种地方正是几千年、几万年里河道很少波及的地方，所以含砂量相对较少。

三、水下河道

最近几年国外已经有不少漂亮的浊流河道的勘探实例出现，我国莺歌海的剖面上也有不少好的例子。我这里列举几个水下河道和浊积河道的例子，应该说海洋环境中的河道本来是不足为奇的。

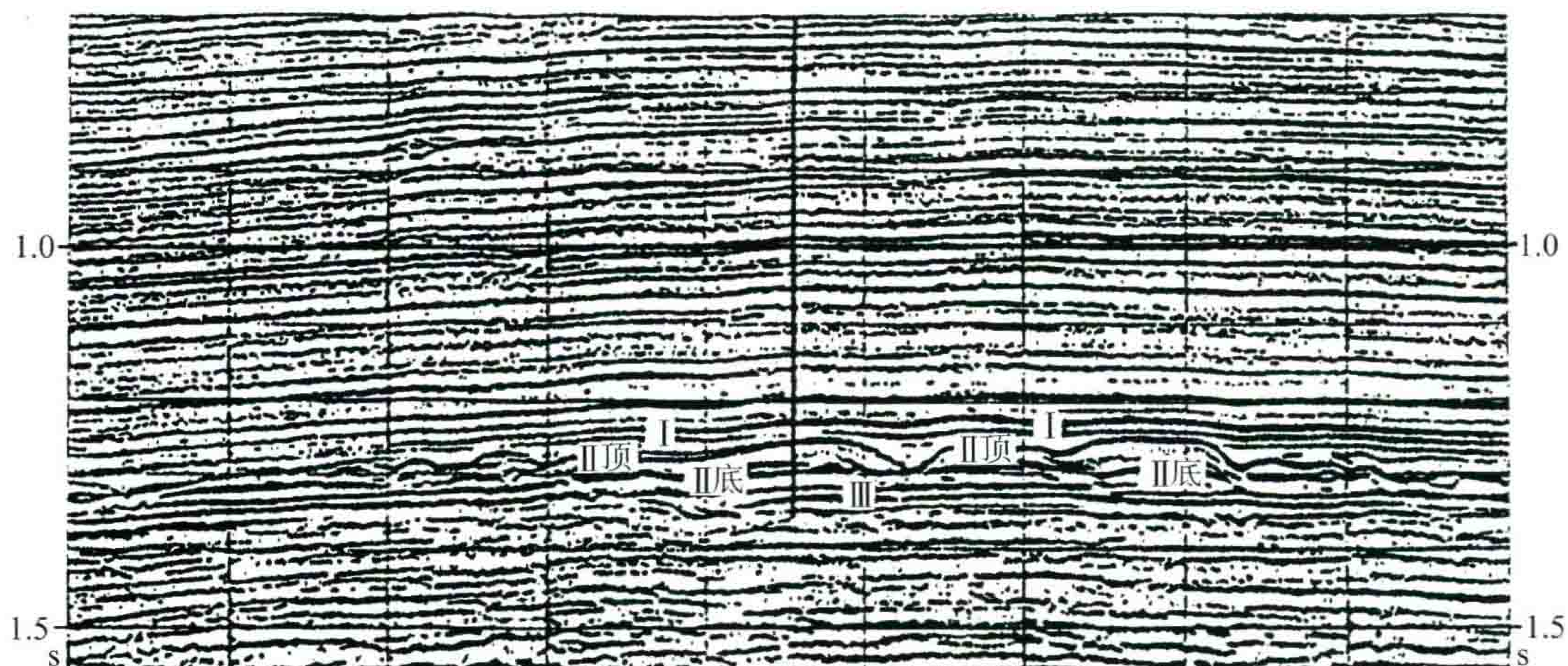


图 3 中国莺歌海上第三系海相地层中的水下砂体

1.3 s 深度上第Ⅱ气砂组的起伏形态清晰可见



图 4 墨西哥湾海上地震切片发现的水下河道

Matagorda 区块 668，Texas 州海上 0.7 s 时间切片

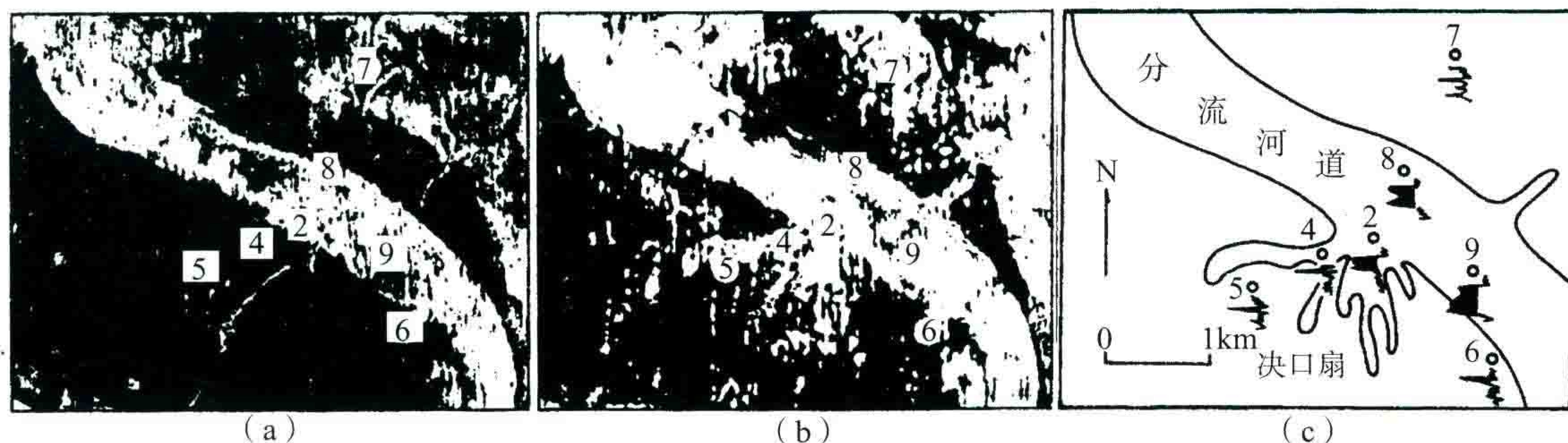


图 5 印度尼西亚西北海上油田浊流河道

(a) 砂岩顶部切片;(b) 砂岩底部切片;(c) 振幅显示的解释及测井曲线

图 3 是我国莺歌海的水下河道;图 4 是美国得克萨斯州海上的水下河道;图 5 是印度尼西亚西北海上的"浊积"河道,我认为这些河道都是十分可信的。据报道,图 5 已为钻井证实,砂层最厚达 100 m。

结 语

近年来,有关用地震方法在我国陆相地层中(上第三系及侏罗系)寻找出河道的技术报告已经不少了。我想本文或许能引起大家的思考:在什么样的条件下,一个陆相的曲流河或辫状河才能在地下被保存下来。

陆地河流改道是如此频繁,在长期的地质历史中保留一条完整的河道简直是不可思议。不过我也不否定有找到的可能,那就是在极为罕见的特定的条件下才有可能:

第一,在河流发展的最后一幕,遭遇快速沉降,迅速地被海水或湖水掩埋,就能被"定影"而保留在地层之中(如暹罗湾的例子)。

第二,在凸起区老地层坚硬岩石的侵蚀地形的冲沟里,形成古河道深度下切的峡谷,后来被沉积物充填、掩埋,再整体下沉而保留了侵蚀谷的形态(如陈家庄的例子)。

除此之外,只有在海洋中及深湖里的浊流河道才容易被找到。因为浊流河的沉积机理与曲流河的侧向搬运作用是完全不同的。浊流沉积在水下进行,整个水体是沉积的自由空间,不必借助于侧向搬运。并且浊流砂在水下很快地又被后来的淤泥所覆盖、掩埋起来,因此易于保存下来。

地震勘探面对这样的勘探对象也不是无所作为,在合适的条件下还是能够笼统地指出哪里河道砂更发育一些。

最后笔者再次强调:在做陆相地层中的层位追踪对比时,警惕不要把跨相位所形成的振幅差异在三维切片上误认为是河道的反映。

参考文献

[1] 李庆忠. 近代河流沉积与地震地层学解释[J]. 石油物探,1994,33(2):26—41.

[2] 李庆忠. 陆相沉积地震地层学若干问题[J]. 石油地球物理勘探,1987,22(5):489—511;22(6):619—635.

[3] Enachescu M E. Amplitude interpretation of 3D reflection data(Seismic Interpretation 37)[J]. The Leading Edge,1993,12(6):678－685.

文章编号 210-2

河道解释一文的后记



这是我最近增加的一篇“后记”。

它是对地震层位切片上发现河道的正确性的讨论。

在三维数据中解释追踪层位时，遇到同相轴不连续，只能局部跳相位。遇到同相轴分叉合并处，也只能选择跟着一根同相轴走。于是，三维追踪的结果，连续的同相轴就在平面上连成一大片方的或圆的，而局部跳相位处就振幅变弱，显示为平面图上的“假河道”。因为它们是振幅局部变弱之处，所以宏观上说，那里含砂百分比反而小。这就是“河道”里砂子反而少的现象的原因。

人们总是希望地震勘探能够把地下的储集砂体说得一清二楚，不愿意听到说：“地震勘探很难找到一条完整的陆相的河道砂或点砂坝”。所以，我的这篇文章可能会引起一些争议，但争议不是坏事，通过争议只会使我们的认识更加深化。

近年来，有关用地震方法在我国陆相地层中(上第三系及侏罗系)寻找出河道的技术报告已经不少了，有些报告还得了大奖。我想本文可以给他们提供一个再思考的机会，让大家来想一想：在什么样的条件下，一个陆相的曲流河或辫状河才能在地下被保存下来。陆地上河流改道是如此之频繁，在长期的地质历史中保留一条完整的河道简直是不可思议的，不过我文中也不否定有找到的可能，那就是在极为罕见的特定的条件下才有可能。

最近几年我国物探界不断有人找到了陆相地层中的曲流河道，公布在报告里。例如胜利油田胜海公司使用多种“先进”的地震解释方法，在馆陶组地层中找到了近乎南北向的几条河道，据说打井都已经被证实。但我一看，实际在上下相邻层位的河道是平面叠置的，并且形状也极不规则。记得七十年代我在胜利油田工作的过程中，曾经看过孤岛油田的油田地质小组他们根据很密的井网构组了馆陶组各小层砂层对比分析图，绘出来的砂层等厚图全是“土豆”和“烧饼”，哪里来的河流？

我认为在华北新第三系地层中去寻找河道，那只是反映了砂岩分布的一种混合反映。只是近年来地震勘探的手段高明了些，加上三维振幅切片用彩色显示出来，有时的确有长条形、弯弯曲曲的振幅异常，使解释人员(尤其是地质家)信以为真，所以说得神乎其神。

其实振幅异常在平面图上不是圆的，便是长的；长的异常不是直的，便是弯曲的。这本来不是什么河道的奇迹显灵。

再说，就新第三系馆陶组地层而言，每一个砂岩为主的地层组合本身的含砂量实际上接近为一个常量。你解释时预报它含砂百分比为60%，那么准保打井后一定也就上下差不离。如果再有几口井的控制，谁都会做这样的“成功”预报。

前两年(2010年)我看到胜利油田物探公司冯刚同志的报告《高精度地震采集技术的几点认识》。其中有一段“关于曲流河道不曲的解释”我很感兴趣。

他解释的原因是：地震资料能识别“河道”砂体，至于地震资料呈现的是“棍棍”，还是“蛋蛋”，可能其一，与河面宽度有关；其二，当实际的河道中没有砂体，砂保留不下来，也不能被地震资料所识别。因此，砂

体指示的不是主河道的位置，见下图。

我的解释是：曲流河不断摆动，在地史上是十分频繁的。但是地震资料的纵向分辨率很差，对 1～2 s 中深层的反射，每个相位厚度常常为 80～100 m。因此它不能反映纵向上每层沉积层的面貌，只是反映了这 80～100 m 之间的综合砂体的分布。所以，摆动的曲流河往往变直了。

下面附上冯刚同志的 ppt 两幅图：

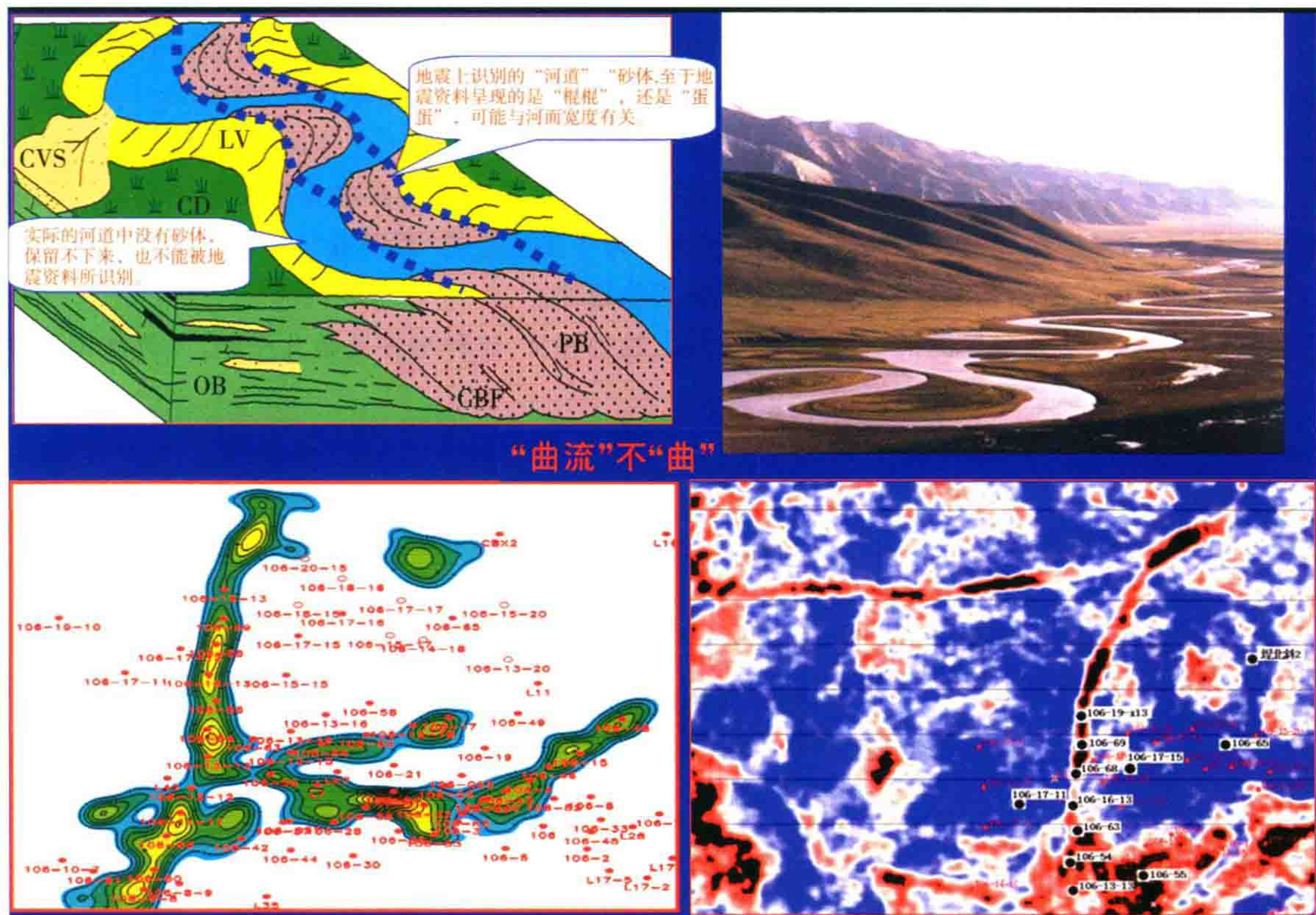


图 1

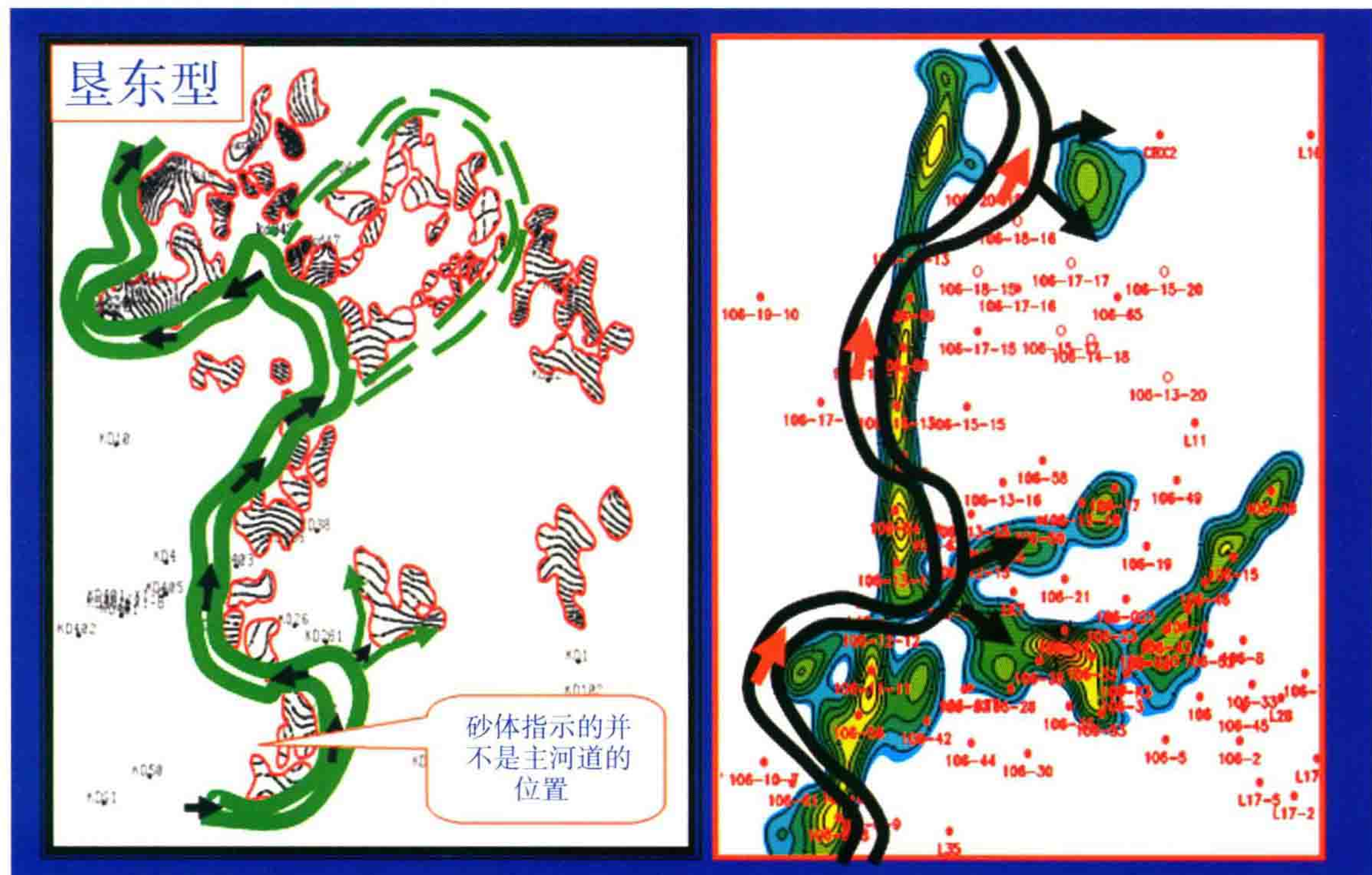


图 2

勘探开发院在冀东油田高尚堡地区的馆陶组里，用地震振幅切片找出许多条河道，彩色显示后也有网状结构。他们说已经找到了河道的位置，但我仔细一看，打井后却在非河道的泛滥平原上砂子很多，打到河道里却砂子反而少。这真是奇事，解释不通。

我估计他们与外国的 Enachescu 先生可能犯着相同的解释对比方面的错误：由于馆陶组河流相地层的反射同相轴不可能得到连续的大段追踪。相反地，同相轴一般是频繁地中断、分叉与合并，我称之为“视同相轴”。因此解释人员对比追踪层位时，按照习惯总是沿着时断时续的波谷（或波峰）向前换算，换算到上下不平行处，他只能跳过一个相位再前进。所以每次碰到跳相位及每次遇到分叉合并时，振幅就有异常变化，变弱。并且这种对比方法在三维数据体中每一个波峰一定在平面上也是闭合的（这是程序强迫它闭合的）。**因此，由于大部分追踪相位是较强振幅的同相轴（它们在平面上表现为各种各样的方块和圆块），它们的含砂量大；而局部跳相位及分叉合并之处便显示为平面图上的“假河道”，它们实际上是振幅变弱之处，所以宏观上说，那里含砂百分比反而小。这就是我的解释。**

在这种情况下，我认为你找到的实际上不是河道，恰恰相反，这种地方正是几千年、几万年里河道很少摆动到这里的地方，所以含砂量相对变少。

文章编号 211



浅层强反射界面的能量屏蔽作用

王建花　李庆忠　邱睿



这是我和我的博士生王建花所写的论文。

当一个工区里浅层有一个强反射界面时，往往造成深层反射波能量的屏蔽，与多次波的干扰增强，记录质量下降。

本文从 Zoeppritz 公式的计算入手，深入地分析了我国不同困难工区的屏蔽效应，计算了透过能量的大小，并提出了克服难点的出路。

此文 2003 年 12 月发表于《石油地球物理勘探》第 6 期。

摘　要

当浅层存在强反射界面时，由于该界面的能量屏蔽作用，地震波往往很难透过此界面向下传播，因而无法形成反射。本文采用 Zoeppritz 方程，针对我国几个典型地区设计不同的模型对浅层强反射界面的能量屏蔽作用进行了理论分析，找出了这几个典型地区得不到地震资料的原因。为此提出了 6 种解决方法：① 尽量避开在降速层很厚的地方激发；② 炮井打穿浅层强反射界面；② 利用转换横波进行勘探；④ 采用平面波前法或用大基距组合激发；⑤ 使用具有方向特性的炸药震源；⑥ 中、深层出现火成岩及含煤层强反射界面时，在处理中下功夫。

关键词

浅层强反射界面　能量透过窗　能量接收窗　转换横波　平面波前法

引　言

在我国部分地区的地震勘探工作中，由于浅层强反射界面的能量屏蔽作用，很难得到有效的地下反射信息。

例如，陕北鄂尔多斯盆地第四系黄土层覆盖在中生代地层上面，如果在第四系黄土层中进行激发，往往什么资料都得不到。甘肃民和盆地、江西鄱阳湖盆地、西藏藏北的羌塘盆地和新疆巴楚等地区都遇到了类似情况。

当浅层存在强反射界面的能量屏蔽作用时，通常产生以下几种效应，很难获得中、深层资料：① 纵波能量透射不下去，临界角小，很小的入射角就产生全反射；② 透射不下去的那部分能量都产生了各种干扰波，使得折射波及多次反射波能量特别强；③ 中、深层有效反射窗很窄，远排列得不到反射记录；④ 浅层反

射系数大，多次波特别强，往往和地面形成多次反射波。

本文基于 Zoeppritz 方程，采用几个不同的地质模型，对强反射界面的能量屏蔽作用进行研究，给出能量屏蔽现象的定量和半定量的分析。根据分析结果提出了 6 种解决方法，可能有助于上述地区今后开展地震勘探工作。

一、几个典型模型的设计与分析

（一）选择不同地层的典型数据

为了使分析模型的数据更具代表性，我们列出了不同地层的岩石参数，如表 1 所示。表 1 中，低速带 Q_L 一般厚度很小，大约为 1～5 m，地震资料采集时一般打穿该层，所以对资料的采集没有影响，不予考虑；降速带 Q_M 主要是第四纪地层，如陕北、甘肃和大庆高岗的黄土层。我国东部地区常有玄武岩夹层，也能产生较强的能量屏蔽作用。密度 ρ 是由 Gardner 公式

$$\rho=0.31V_P^{0.25}$$

泊松比 σ 是根据公式

$$\sigma=[(V_P/V_S)^2-2]/2[(V_P/V_S)^2-1]$$

得到的。其中 V_S 是横波速度，对于某一特定的纵波速度 V_P，其相应的横波速度 V_S 并不是可以任意做出假设的。自然界中不同岩石的纵、横波速度之间存在着一定的规律。所有不同岩石的纵、横波速度交会点都散布在一个细长的条带中（图 1），文献[1]对此有较全面的分析。表 1 中的横波速度是根据文献[1]得到的。

下面分别就几个盆地的浅层强反射界面的屏蔽作用进行分析。

表 1　各地层的典型数据

地层	V_P 变化范围 m/s	V_P 典型值 m/s	对应的 V_S m/s	ρ g/cm³	泊松比 σ	备注
低速带 Q_L	300～600	500	200	1.466	0.405	厚度很小，约为 1～5 m
降速带 Q_M	800～1200	1000	400	1.743	0.405	包括黄土层
第四系含水层 Q_W	1600～2000	1800	550	2.019	0.449	——
第三系 R	2000～3000	2500	1100	2.192	0.380	主要为新第三系
中生界 Mz	3500～4500	400	2270	2.465	0.262	——
古生界 P_Z	5000～7000	6000	3600	2.728	0.219	——
火成岩 β	4500～5500	5000	3000	2.607	0.219	——

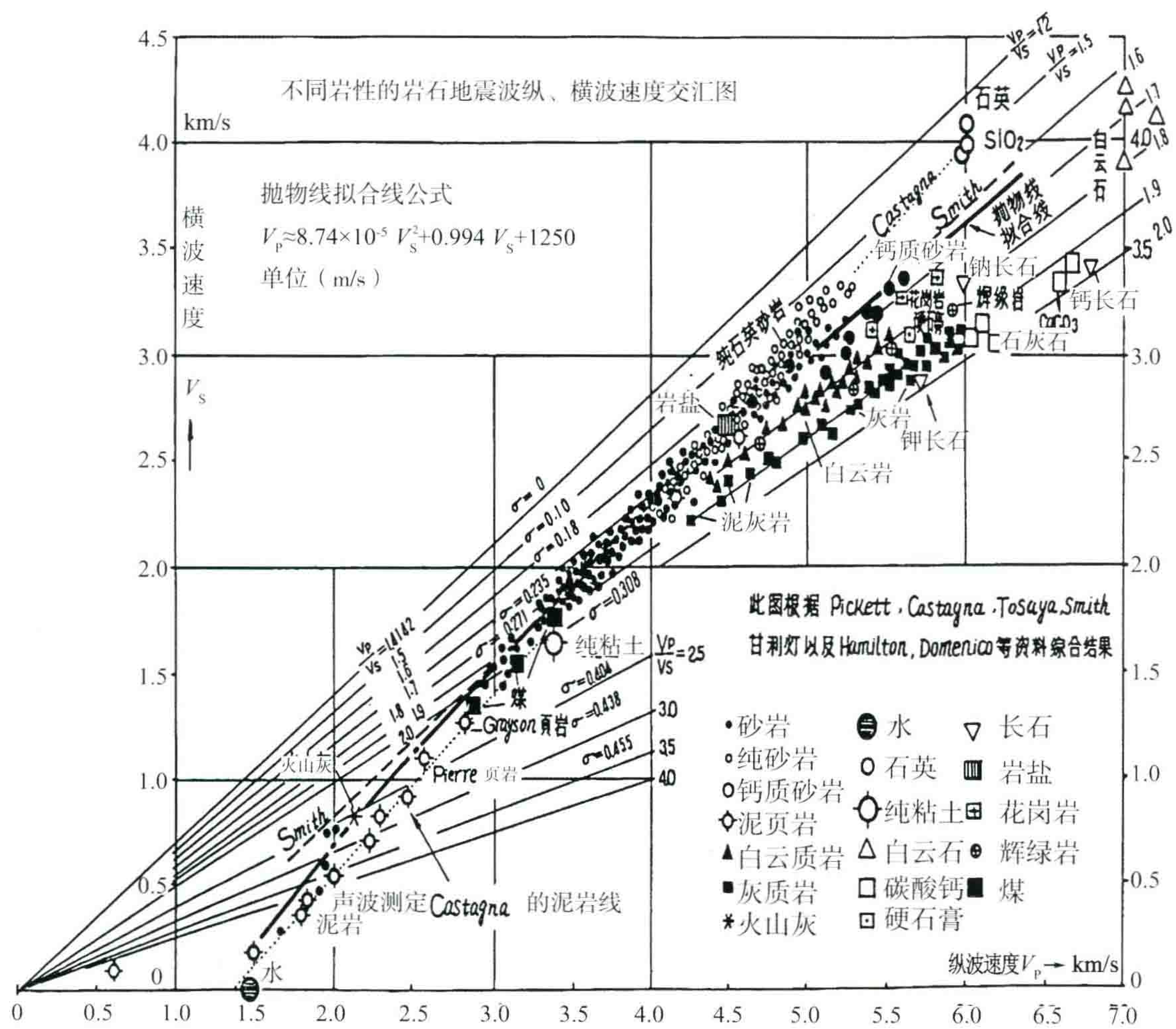


图 1　不同岩性的岩石的地震波纵、横波速度交会图

（二）模型分析

1. 甘肃民和盆地

该地区第三纪地层覆盖在中生代地层之上，即第三系（R）与中生界（M_Z）之间有一强反射界面。图 2 是根据 Zoeppritz 方程计算的甘肃民和盆地的能量数据，图中的能量总和都等于 1，符合能量守恒定律。通常我们利用 Zoeppritz 方程计算的是反射波、透过波的振幅，本文主要利用 Zoeppritz 方程计算反射波、透过波的能量。图 3 是根据 Zoeppritz 方程计算的振幅模型数据，其纵坐标为地震波的反射、透过能量系数。能量和振幅之间的关系以下式[2]表示：

$$E=\frac{1}{2}\rho\omega^2 A^2$$

其中：E 是能量密度；ρ 是介质密度；ω 是波的角频率；A 是振幅。能量密度和介质的密度、振幅的平方、波的频率的平方成正比。因此，当波从致密介质进入疏松介质时，能量密度保持不变，振幅变大。由于不同介质的密度和速度不同，振幅系数产生变化，它可以大于 1；由于能量与振幅的平方成正比，所以振幅系数的大小基本上反映了能量的大小。

模型数据为：民和盆地上层是第三纪地层 R，纵波速度 $V_{P1}=2500$ m/s，横波速度 $V_{S1}=1100$ m/s，密度 $\rho=2.192$ g/cm^3，泊松比 $\sigma=0.380$。下层是中生代地层 M_Z，纵波速度 $V_{P2}=4000$ m/s，横波速度 $V_{S2}=2270$ m/s，密度 $\rho=2.465$ g/cm^3，泊松比 $\sigma=0.262$。假设纵波由第三系入射，波在第三系（R）与中生界

(M_Z)界面上的反射能量、透过能量情况如图 2。图 2 中纵波的临界角为 38.68°，超过该临界角时，纵波不能透过，而横波在任何角度都可以透过。

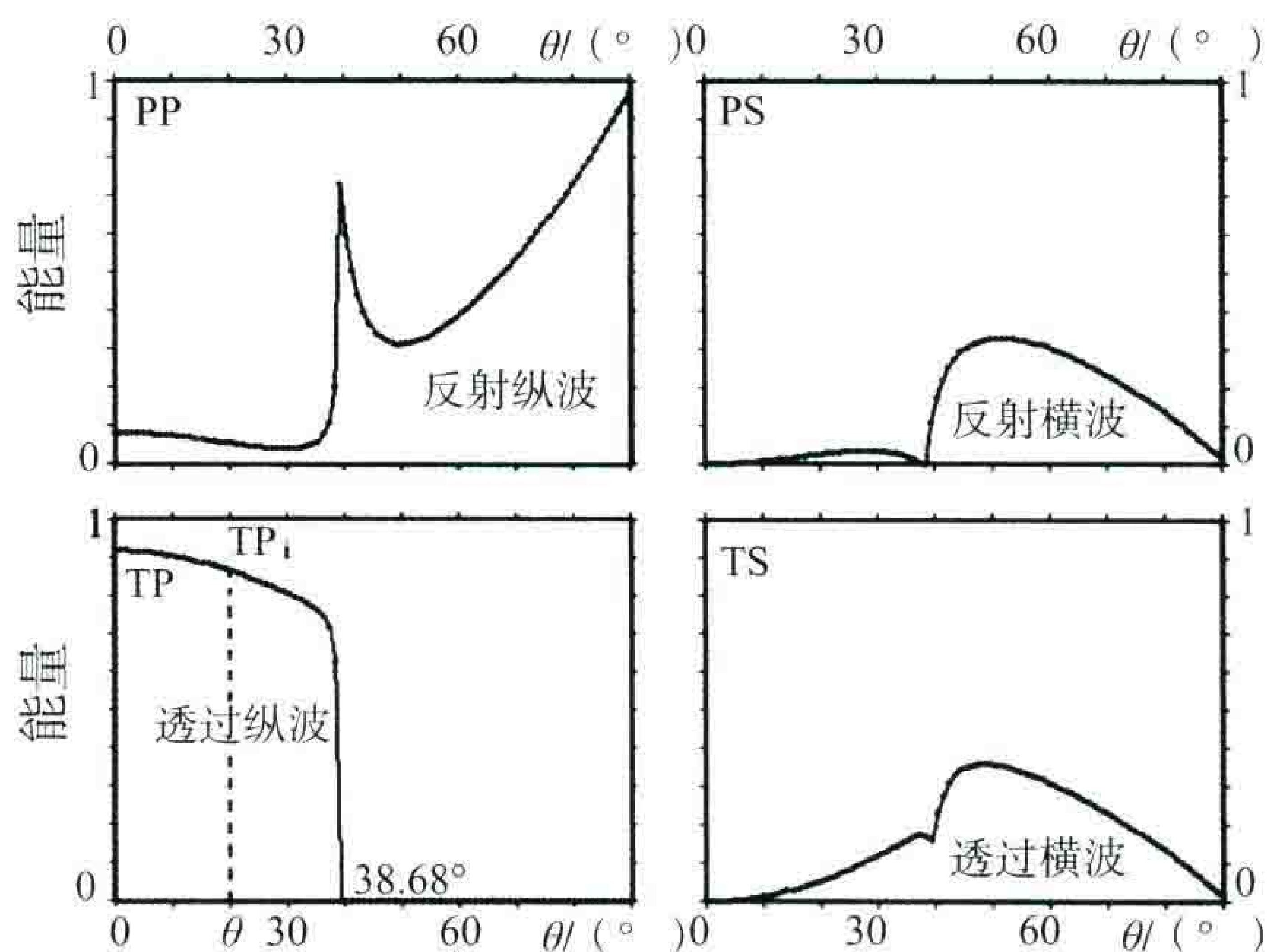


图 2 甘肃民和盆地第三系(R)与中生界(M_Z)界面的反射、透射能量图

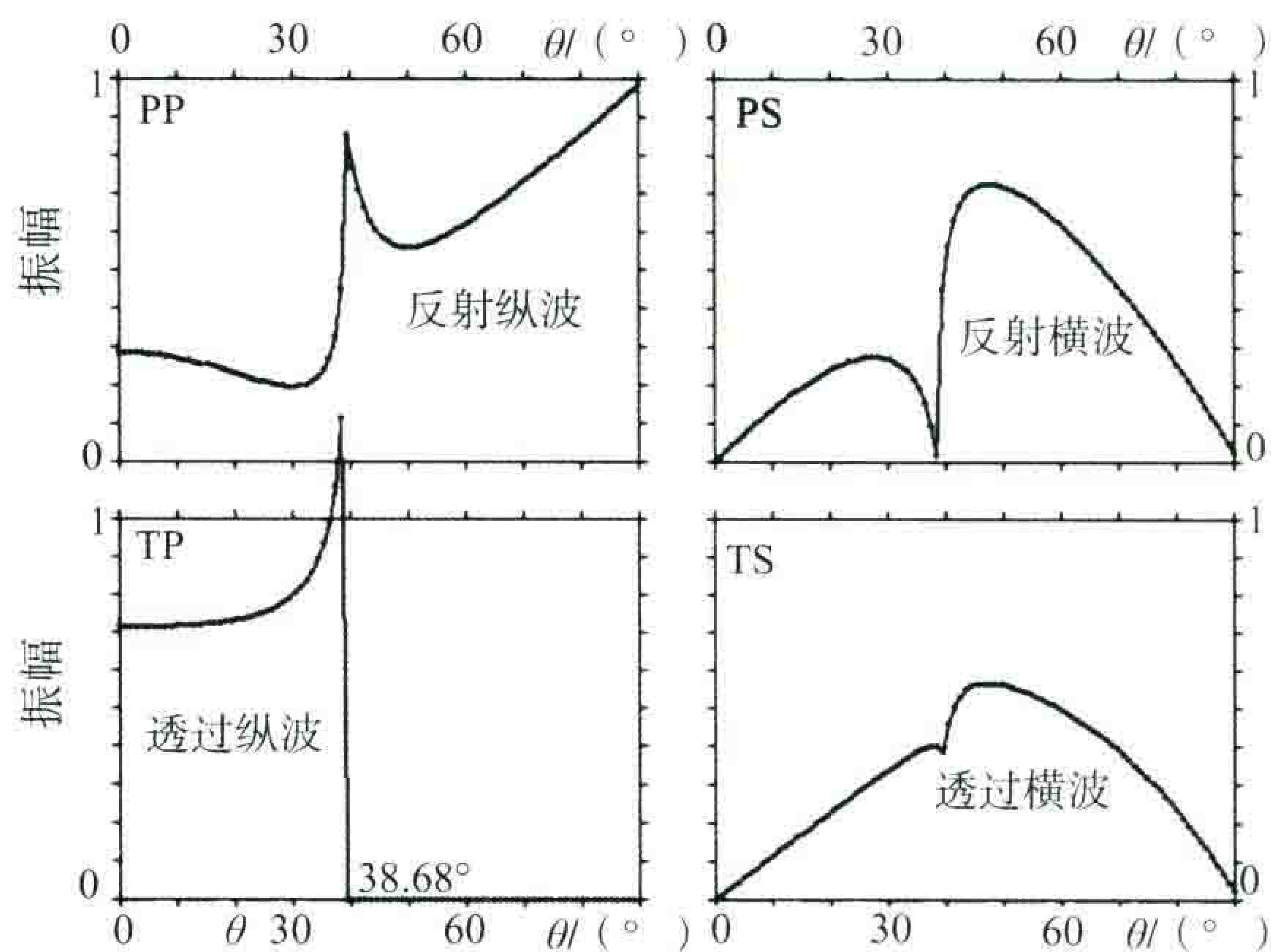


图 3 甘肃民和盆地第三系(R)与中生界(M_Z)界面的反射、透射振幅模型

2. 陕北鄂尔多斯盆地

该地区第四系黄土层覆盖在中生代地层之上，即由第四系黄土层构成的降速带(Q_M)与中生界(M_Z)间有一强反射界面。模型数据见表 1。假设纵波由第四纪地层入射，波在降速带(Q_M)与中生界(M_Z)界面上的能量反射、透射情况如图 4 所示。图 4 中纵波的临界角为 14.48°，横波的临界角为 26.14°，横波和纵波的透过临界角都很小。该界面具有很强的能量屏蔽作用。因此，如果在第四系黄土层中进行激发，往往什么资料都得不到。为克服这种情况，就应避开黄土层覆盖区，采用在沟底激发的方法。该区多年的地震勘探实践也证明，在沟底激发是有效的。

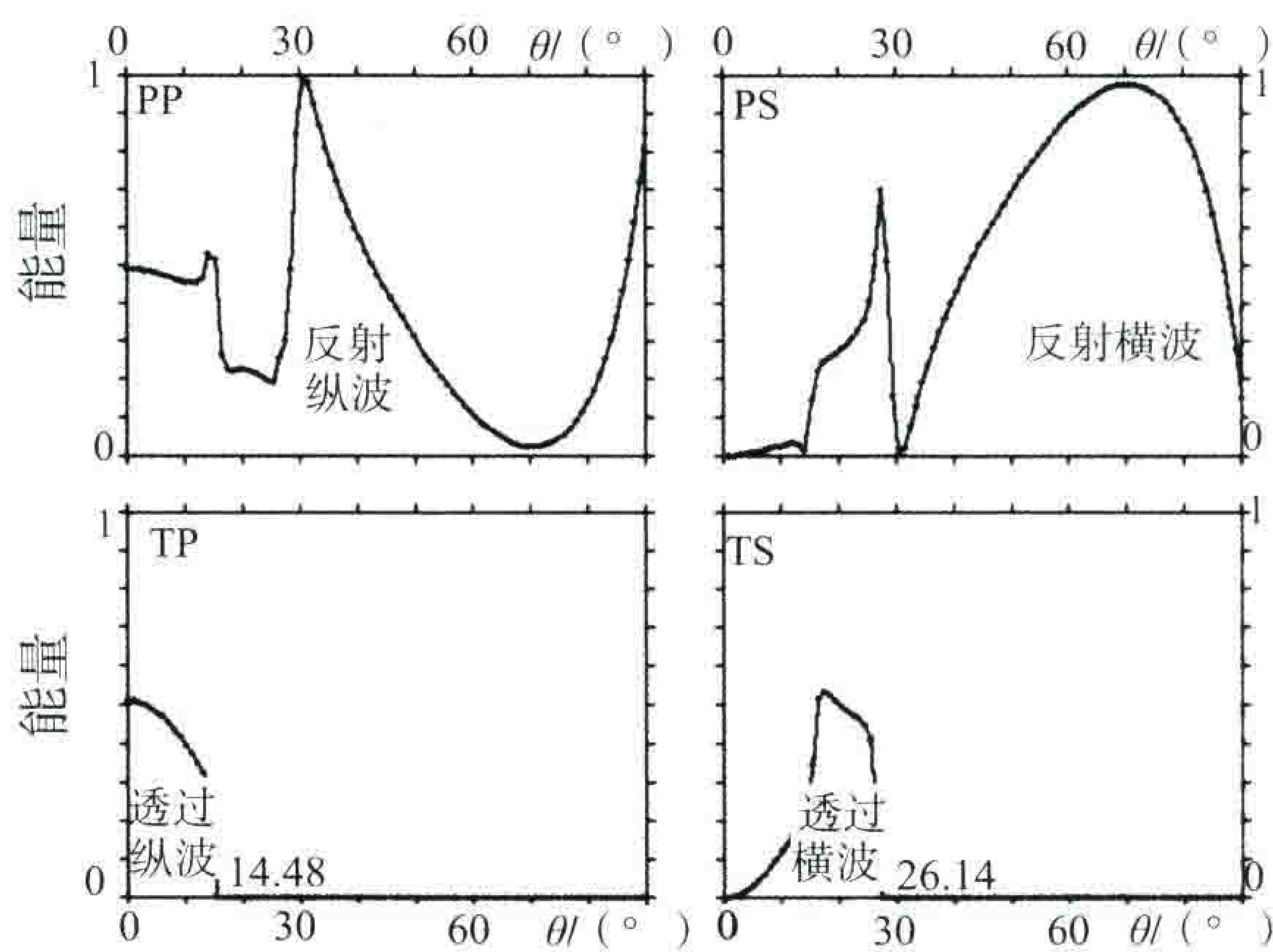


图 4 陕北鄂尔多斯盆地降速带(Q_M)与中生界(M_Z)界面的反射、透射能量图

3. 新疆巴楚地区

该区第四系和很薄的上第三系覆盖在古生界上面，即第四系(Q_W)与古生界(P_Z)之间有一强反射界面。模型数据见表 1。纵波由第四纪地层入射，在第四系(Q_W)与古生界(P_Z)界面上的反射、透过情况如图 5 所示。图 5 中纵波的临界角为 19.47°，横波的临界角为 33.75°，横波和纵波的透过临界角都很小。该模型界面也具有很强的能量屏蔽作用。

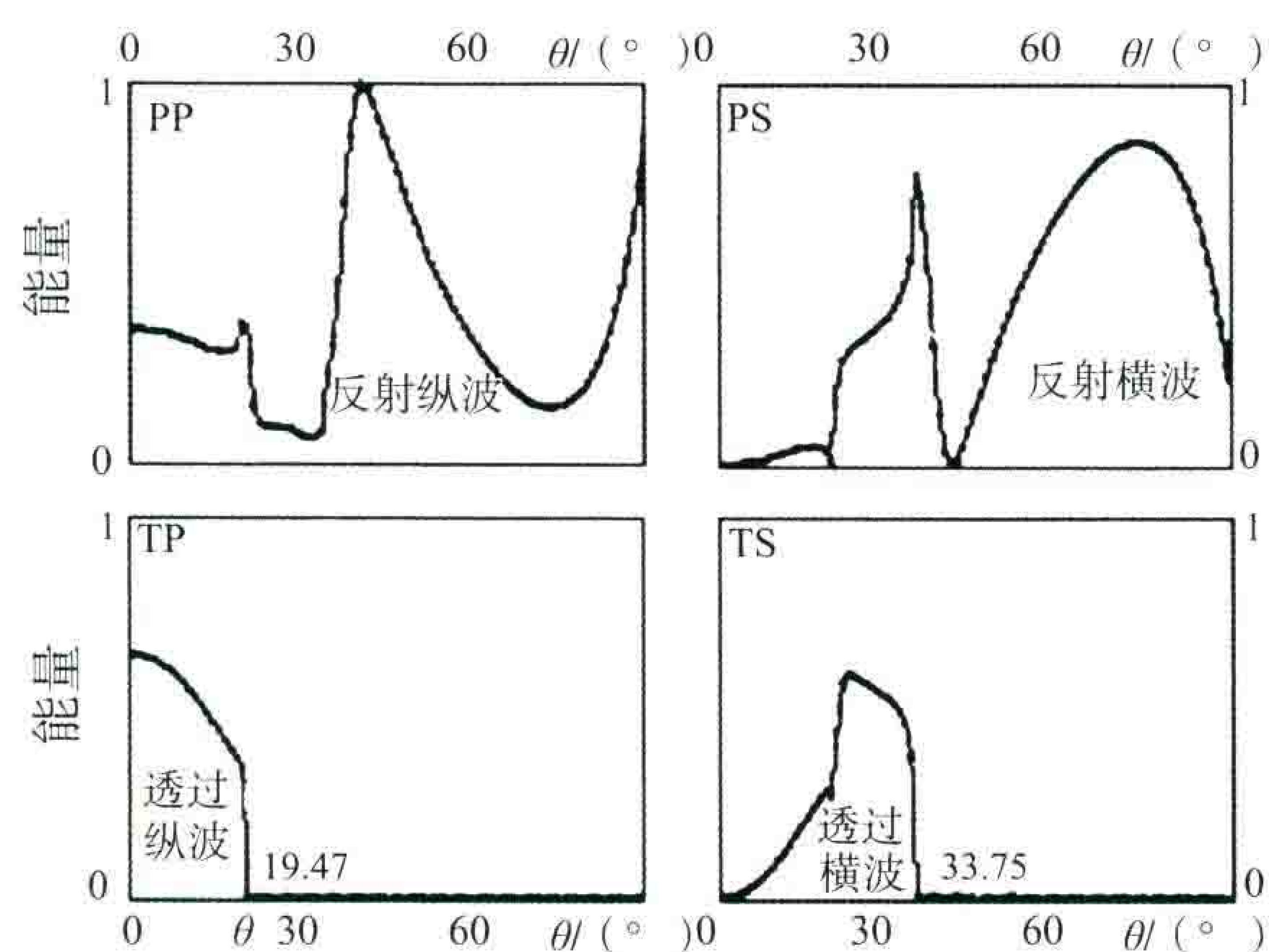


图5 新疆巴楚地区第四系(Q_W)与古生界(P_Z)界面的反射，透射能量图

4. 西藏藏北羌塘盆地

该区主要出露海相三叠纪地层，但每隔1～2 km存在一个充填第四系及上第三系的小凹陷，其三叠纪地层速度高达5000 m/s，采用第三系(R)与三叠系(T)界面的反射能量模型。模型数据为：上层是第三纪地层R，数据见表1；下层是三叠纪地层T，纵波速度 $V_{P2}=5000$ m/s，横波速度 $V_{S2}=3000$ m/s，密度 $\rho=2.607$ g/cm^3，泊松比 $\sigma=0.219$。波由第三纪地层入射，在第三系(R)与三叠系(T)界面上的能量反射、透射情况如图6所示。图6中纵波透过的临界角为30°，横波透过的临界角为56.44°。该模型情况类似于新疆巴楚地区，反射界面对纵波具有较强的能量屏蔽作用。

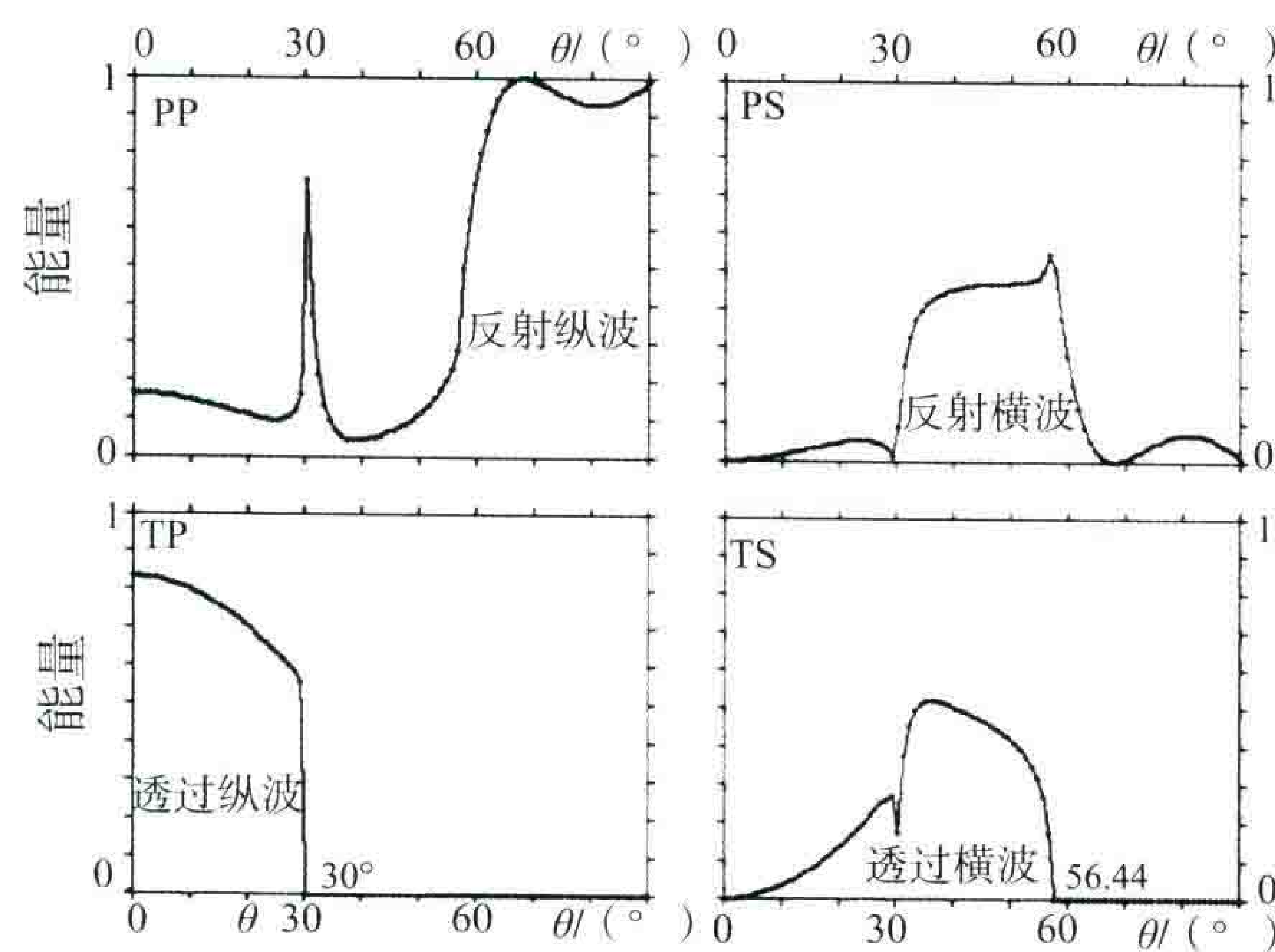


图6 西藏藏北羌塘盆地第三系(R)与三叠系(T)界面的反射、透射能量模型

5. 一般的砂泥岩模型

为便于比较，我们设计了一个波阻抗反差较小的模型：上层是泥岩地层，纵波速度 $V_{P1}=2300$ m/s，横波速度 $V_{S1}=800$ m/s，密度 $\rho=1.649$ g/cm^3，泊松比 $\sigma=0.431$；下层是砂岩地层，纵波速度 $V_{P2}=2500$ m/s，横波速度 $V_{S2}=1000$ m/s，密度 $\rho=2.192$ g/cm^3，泊松比 $\sigma=0.405$。纵波由泥岩介质入射，在界面上的能量反射、透过情况如图7所示。图7中纵波的临界角为66.90°，此时纵波能量大部分可以透过，有利于形成深层反射。

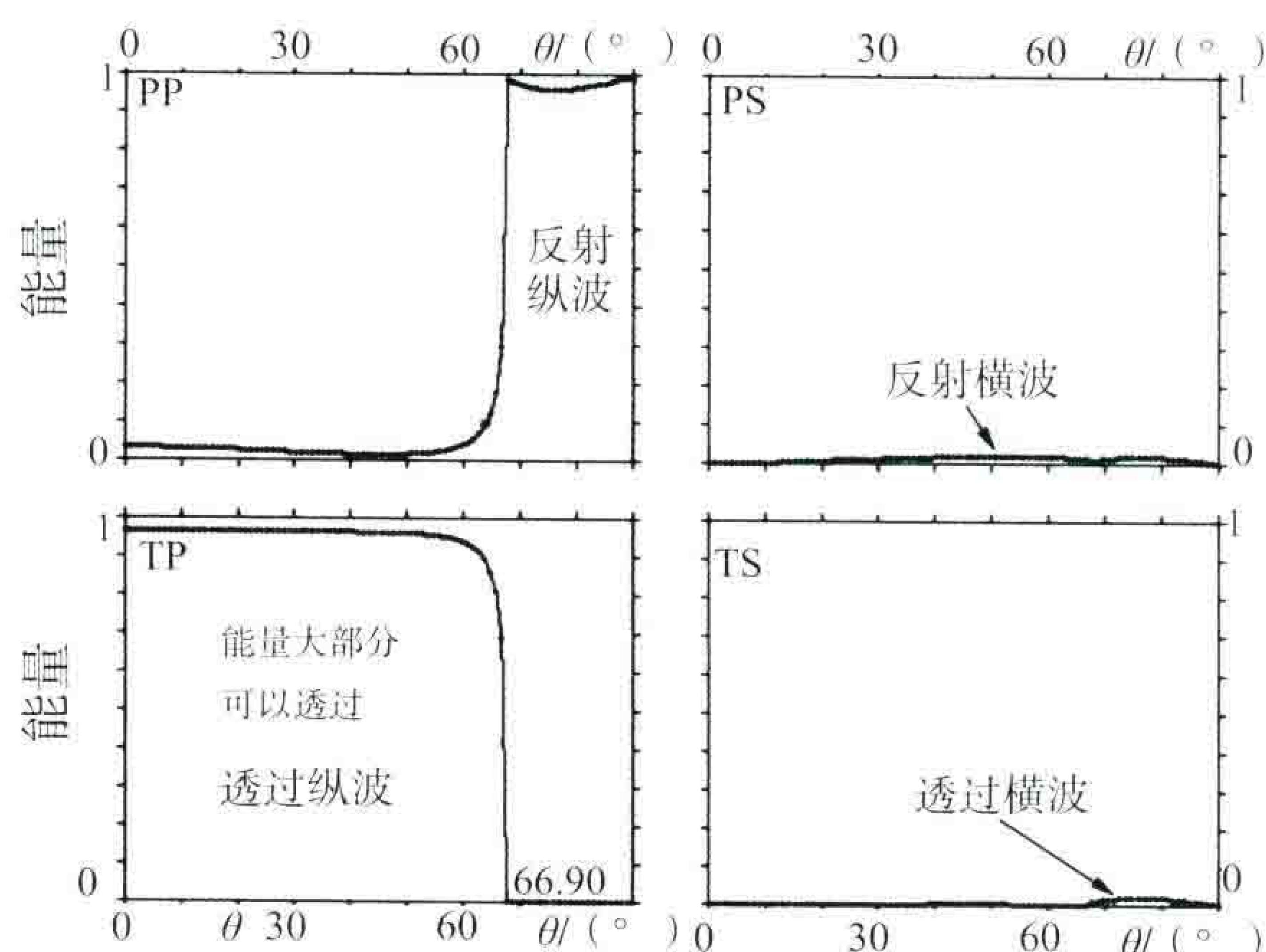


图 7　一般的砂泥岩模型

对于连续介质，可以看作是由无数个反射系数非常小的界面组成。我国华北地区地层基本上满足这种情况，从第四系到第三系都是连续的，反射系数小，透射系数很大，能量很容易透下去。

二、透过能量的定量计算

（一）能量透过窗

对于球面波，其能量是沿球面均匀扩散的，在一个反射界面上，波能够透过的最大圆面（对应于临界角θ_c）称为能量透过窗，即图 8 中的黑色部分。能量透过的多少与能量透过窗 S 的大小和该界面上各入射角的透射系数 TP 有关。能量透过窗越大，透射系数越大，则透过能量越多，越有利于波到达下一层介质。

当存在浅层强反射界面时，能量透过窗很小，大部分能量不能透过，不能透过的能量产生很强的干扰，如各种折射波、面波和次生干扰波。对于山区，次生干扰波一般比较强。这些都会使野外原始地震资料质量降低。

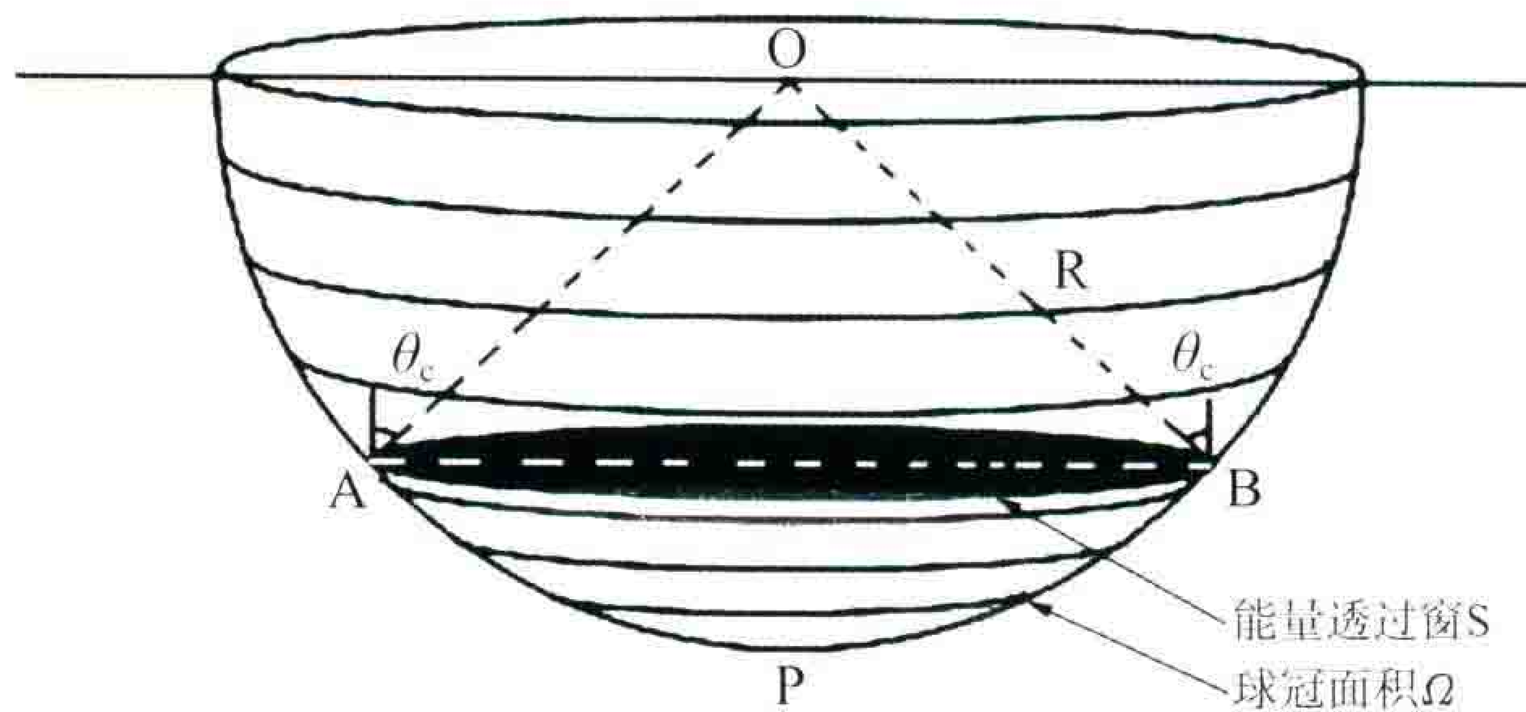


图 8　能量球面扩散

本文采用的是一种近似的半定量计算方法。在图 8 中，假定波的传播是向下的半球面均匀扩散（球面上相同的面积具有相同的能量）。我们要计算透过窗 S 所对应的球冠 APB 的面积Ω，以及透过球冠的能量。球面上不同的入射角对应的透过系数 TP_i 是不同的（前文中采用 Zoeppritz 方程所计算的入射角小于临界角时，每一度所对应的透射系数见图 2，其他几个模型类似），因此，纵波透过的总能量为

$$E = \sum_{\Omega} TP_i \Delta S_i \tag{1}$$

其中，ΔS_i 是入射角 $\theta(\theta_i = o, 1, 2, \cdots, \theta_c)$ 对应的球冠上单位圆环的面积，$\Delta_{S_i} = 2\pi^2 R^2 \sin\theta_i / 180$，$R$ 为球半径。

（二）能量透射规律

在表 2 中，波透过球冠面积占半球面积的比值是指临界角对应的球冠面积占半球面积的比值；波透过总能量的百分比是指透过球冠的能量占透过半球面总能量的比值。透过球冠的能量由式（1）求得，波透过总能量的百分比为 η，由下式

$$\eta = \frac{\pi}{180} \sum_{\theta_i=1}^{\theta_c} TP_i \sin\theta_i \tag{2}$$

计算。由表 2 可知，速度反差越大，透过的能量越小。例如，表 2 中陕北鄂尔多斯盆地模型的速度反差为 4.0，它的透过能量只占球面扩散总能量的 0.27%。

（三）中、深层反射波的有效接收窗

近年来野外接收系统排列长度越来越大，在这种情况下，实际上远排列（中、深层反射的盲区）接收不到来自界面 B 以下地层的反射（图 9），大部分能量被 A、B 界面屏蔽掉了，不能透射下去，因此应该寻找新的方法来解决这个问题。

表 2　各模型纵、横波透过能量对照表

模　型	速度反差 V_{P2}/V_{P1}	纵波		横波	
		透过球冠面积占半球面积的比值(%)	透过总能量的百分比(%)	透过球冠面积占半球面积的比值(%)	透过总能量的百分比(%)
陕北鄂尔多斯盆地	4.00	3.18	0.27	10.23	3.48
新疆巴楚地区	3.00	5.72	3.06	16.85	6.93
西藏藏北羌塘盆地	2.50	8.34	5.06	25.46	10.70
江西鄱阳湖盆地	1.39	30.60	28.34	100	8.40
甘肃民和盆地	1.60	21.94	18.83	100	19.80
一般的砂泥岩模型	1.11	56.41	55.87	100	0.51

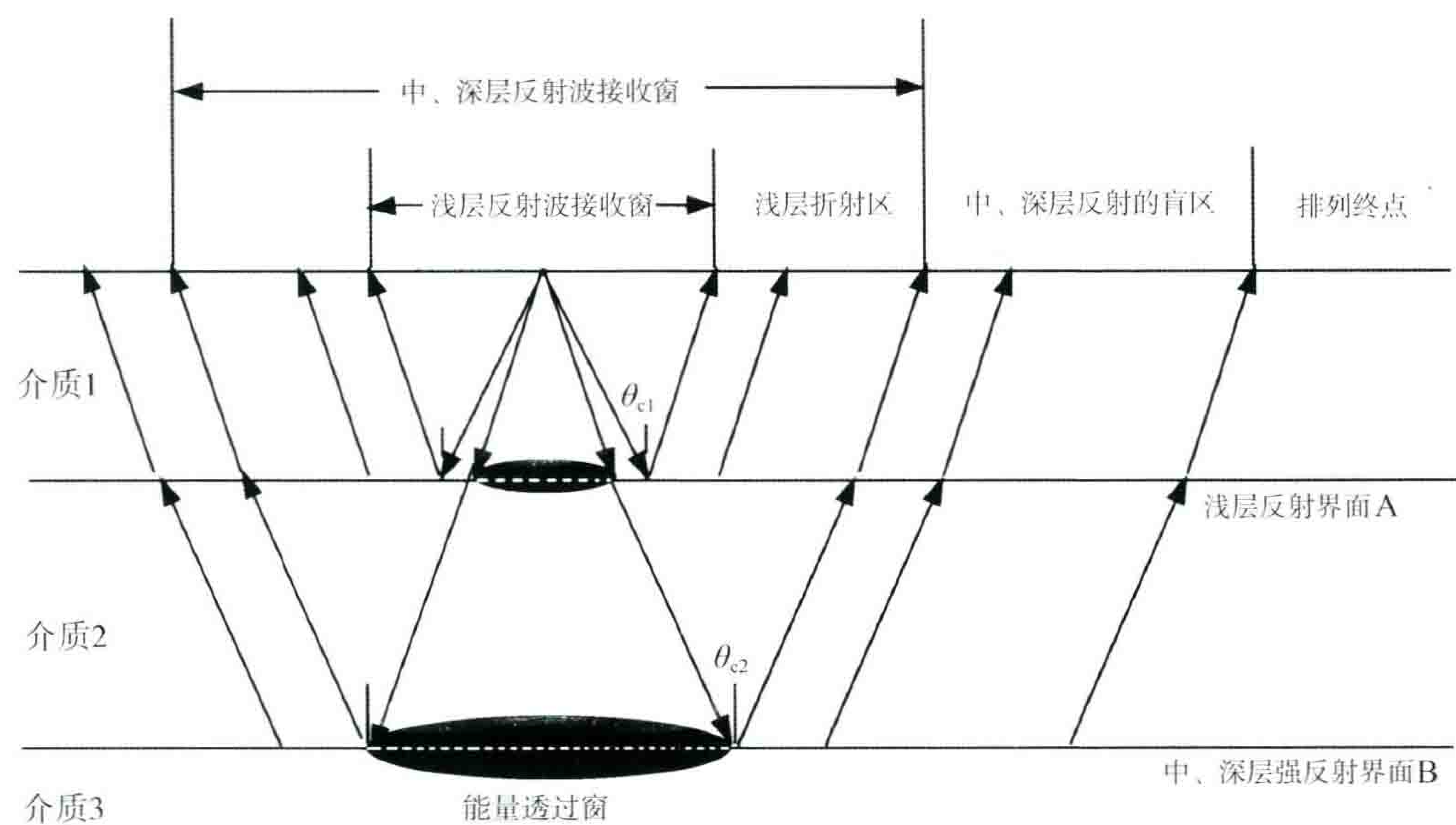


图 9　三层介质模型中波的反射和透射情况

三、克服浅层屏蔽作用对策

当浅层存在强反射界面时，大部分能量不能透射下去，野外地震资料质量较差。为此提出以下 6 种解决方法。

（一）尽量避开在降速层很厚的地方激发

例如在鄂尔多斯及民和盆地，可以在地形较低的沟中老地层出露区激发。这是当前获得地震资料采取的主要手段，即使进行不规则三维地震勘探也要尽量在沟中激发。

（二）采用炮井打穿浅层强反射界面

当强反射界面埋深较浅时，如果条件允许，炮井应尽可能打穿该界面。在平原地区，如鄱阳湖盆地，其西部第四系厚度大部分为 15～20 m，中部为 35～45 m，当前使用的钻机有能力打穿该厚度。随着打井技术的发展，打穿降速层也是可行的。

（三）利用转换横波进行勘探

20 世纪 80 年代初，在新疆巴楚地区的野外单炮记录和水平叠加时间剖面上都能观察到转换横波。图 10 是含转换波的单炮记录，图 11 是水平叠加时间剖面。由于当时还是采用一般的纵波勘探方法，没有用专门的多波采集技术，也没考虑到利用这些转换波，因此把它当成一种干扰波对待。现在看来，在浅层强反射界面之下，有可能利用转换横波来进行勘探。

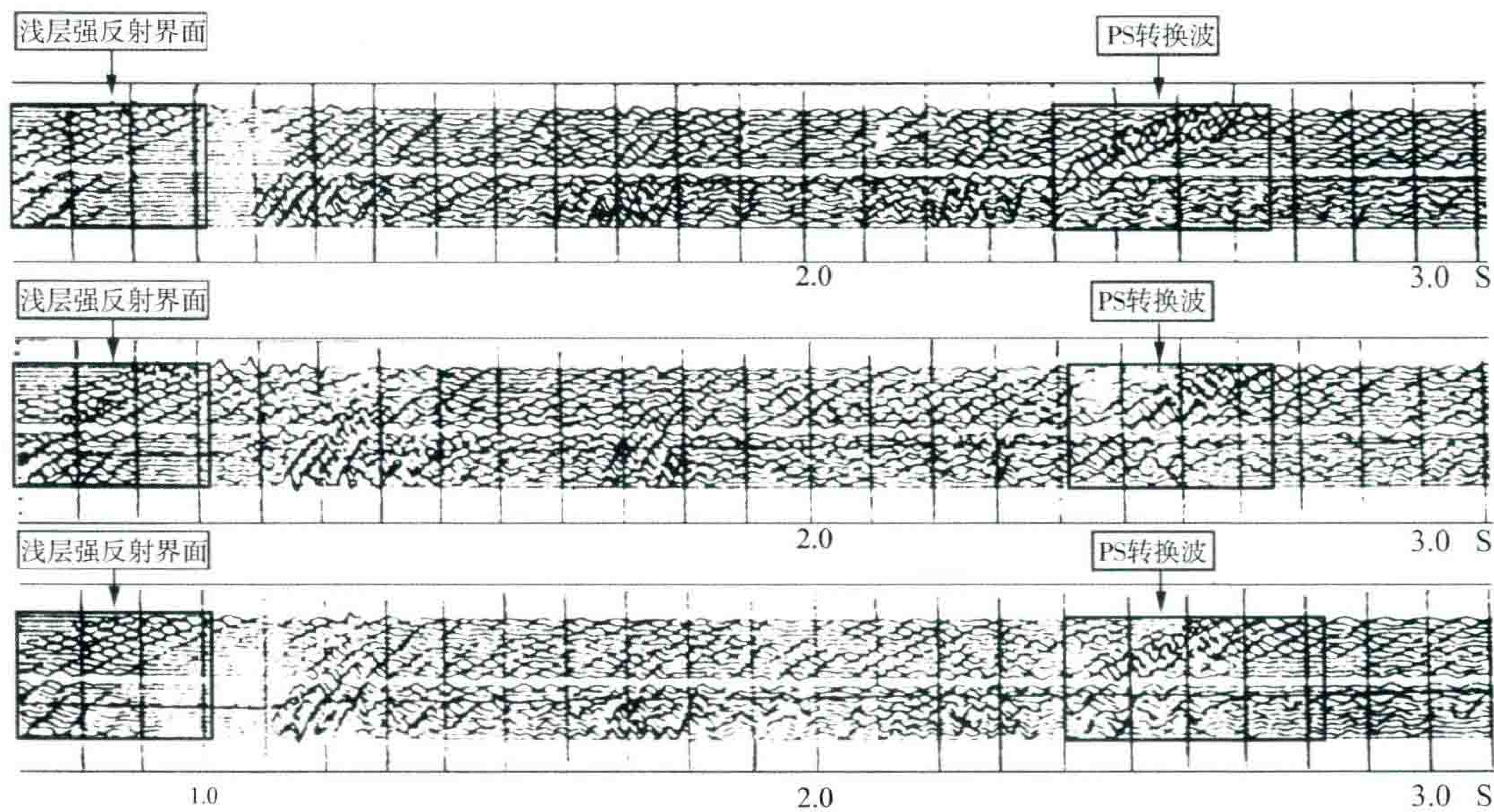


图 10 新疆巴楚地区单炮记录上的转换波

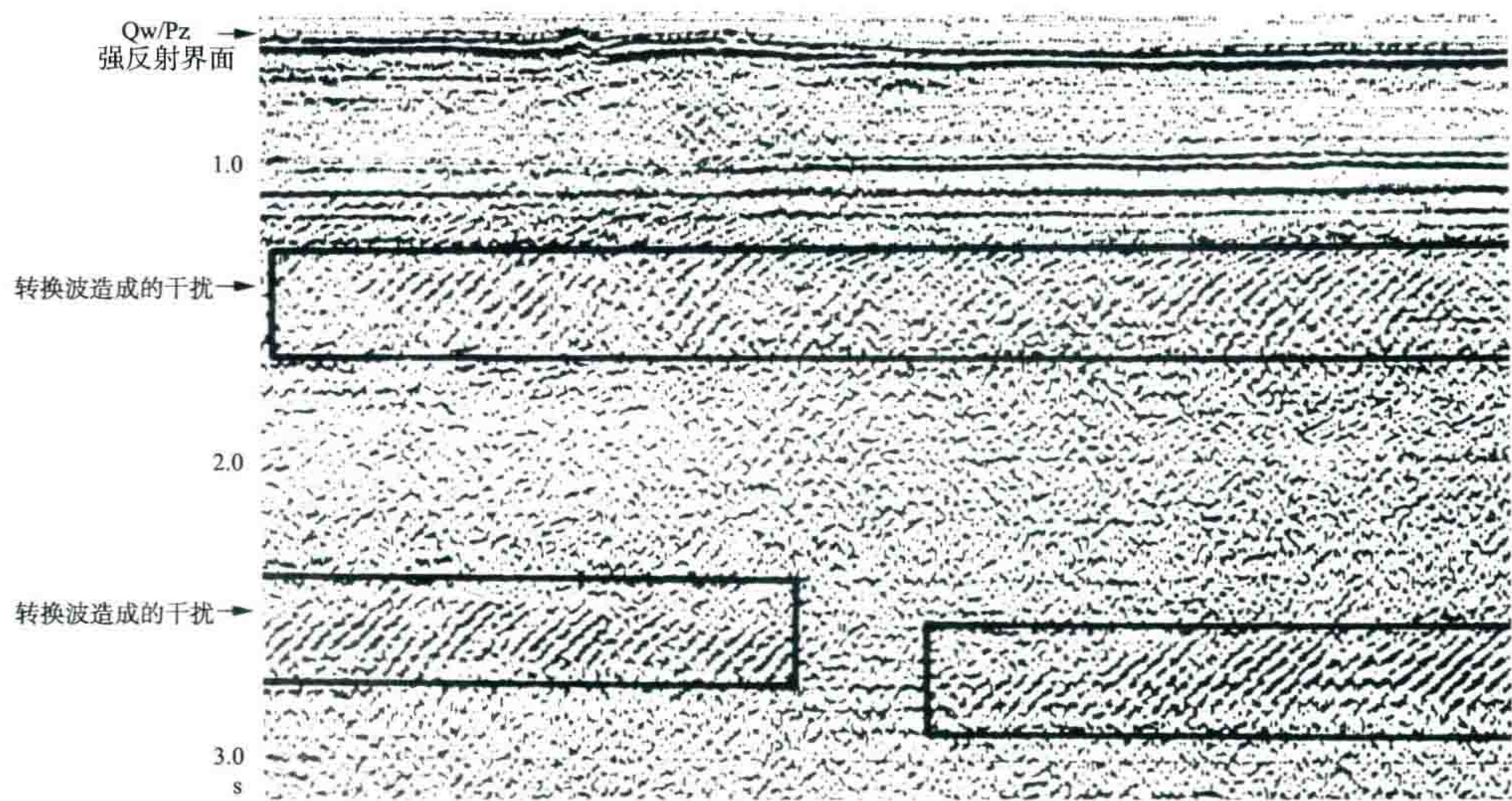


图 11 新疆巴楚地区 P80-6 测线水平叠加时间剖面

下面以鄱阳湖盆地为例，讨论利用转换横波进行勘探的可行性。鄱阳湖盆地（据赣7井地层剖面）的地层模型及波型传播路径如图12所示。在图12中，第一层介质为第四纪地层（Q_W），纵波速度 $V_{P1}=1700\ m/s$，横波速度 $V_{S1}=500\ m/s$，密度 $\rho=1.990\ g/cm^3$，泊松比 $\sigma=0.453$，第二层是下第三系E，纵波速度 $V_{P2}=2900\ m/s$，横波速度 $V_{S2}=1500\ m/s$，密度 $\rho=2.275\ g/cm^3$，泊松比 $\sigma=0.317$；第三层是白垩纪地层K，纵波速度 $V_{P3}=4350\ m/s$，横波速度 $V_{S3}=2900\ m/s$。密度 $\rho=2.518\ g/cm^3$，泊松比 $\sigma=0.1$。

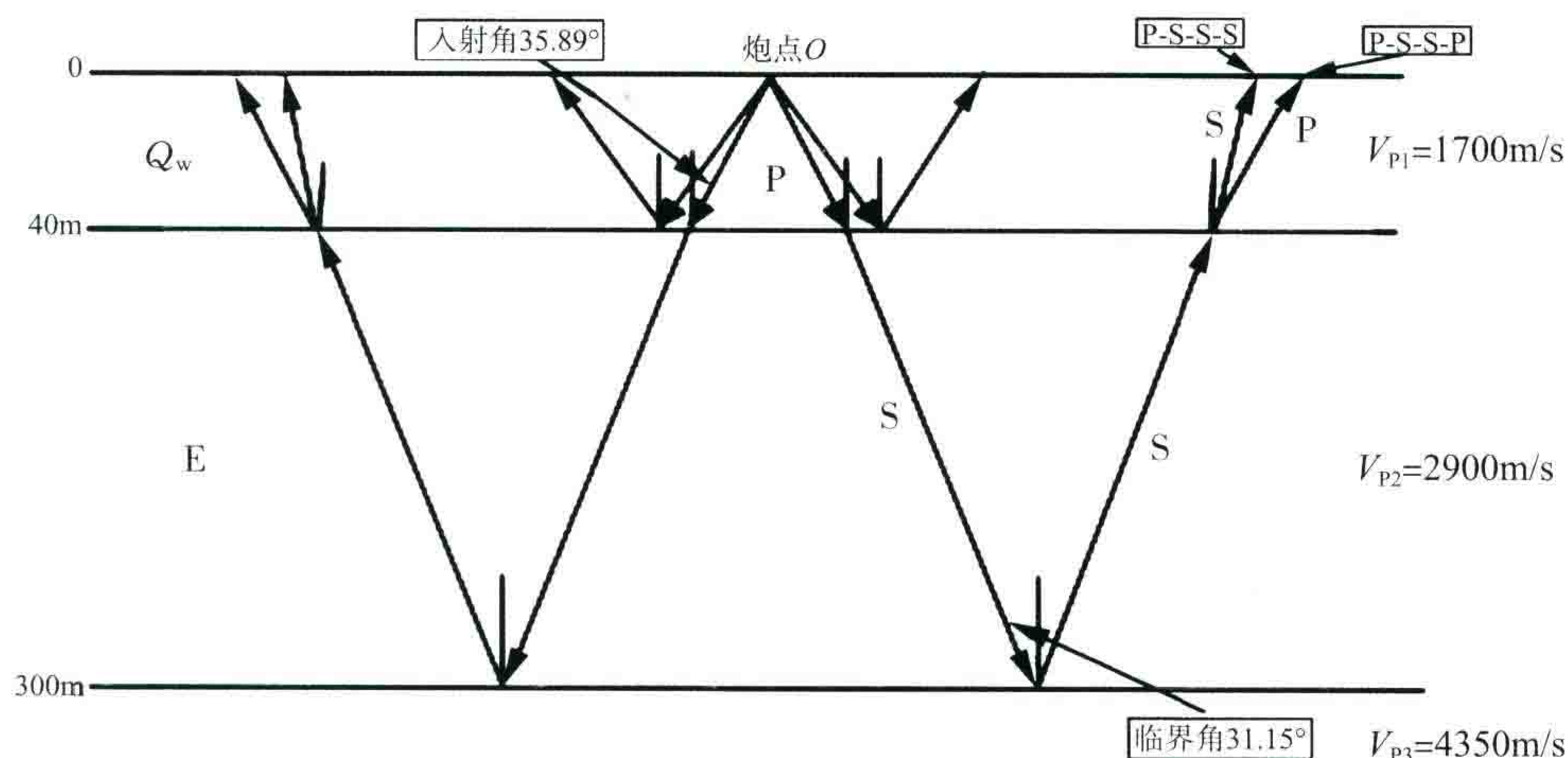


图12 鄱阳湖盆地反射接收示意图

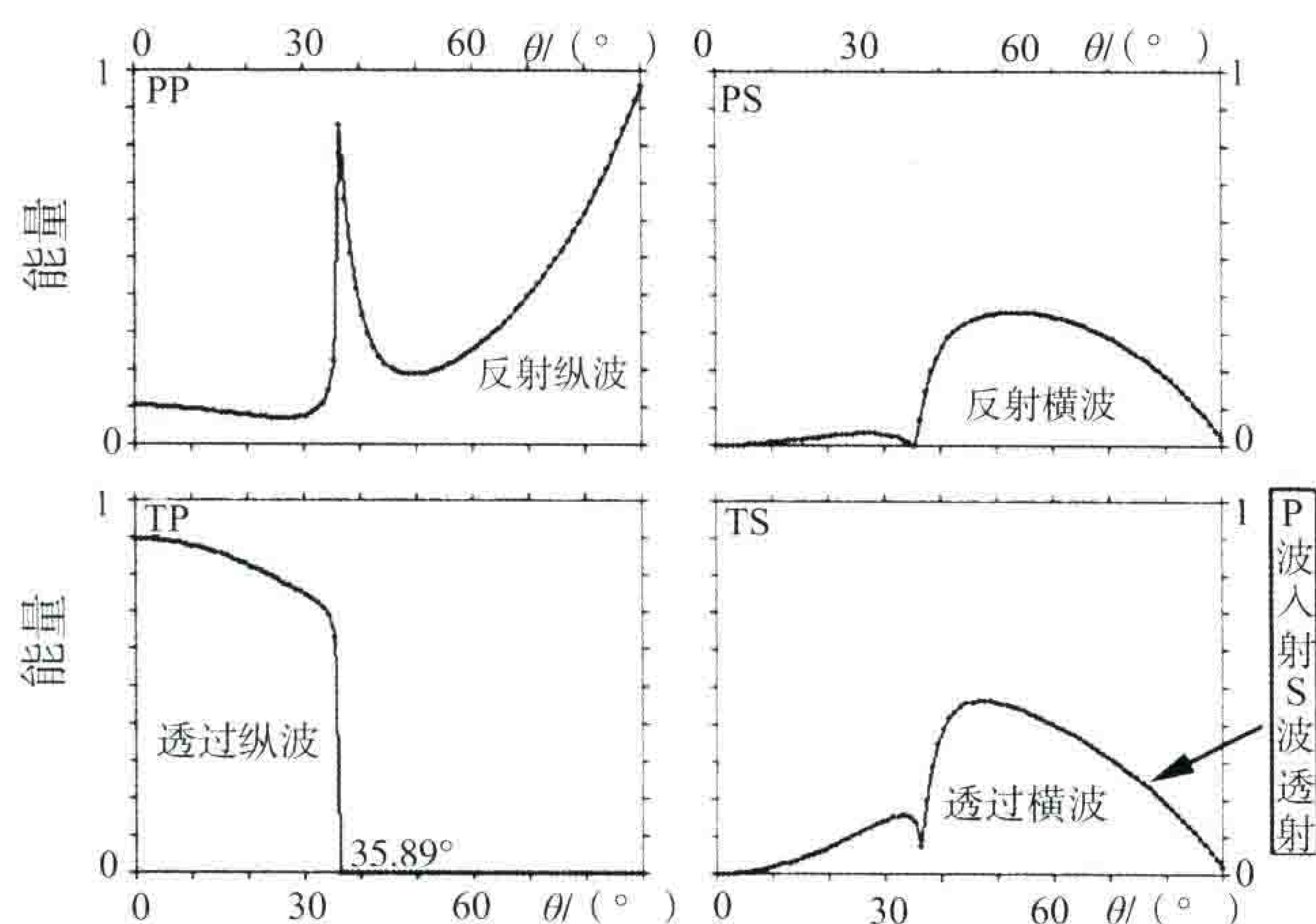


图13 纵波在第四系（Q_W）与下第三系（E）反射界面上的能量反射、透过情况

假设纵波是由第四纪地层入射，在第一个反射界面（第四系与下第三系的界面）上，纵波的临界角是35.89°，如图13所示。超过该临界角时，纵波不能透过，而转换横波可以透射下去。我们利用透射下去的转换横波作为第二层（E）中的入射波，在第二个界面，即下第三系（E）与白垩系（K）的界面上的振幅反射、透射情况如图14所示。在该图中，当纵波在第一层介质中的入射角大于其临界角35.89°时，透过的转换横波在第二层介质中的入射角肯定大于31.15°，此时，横波在第二个界面，即下第三系（E）与白垩系（K）界面上会产生全反射，大部分能量能够反射回第一个界面，即第四系（Q_W）与下第三系（E）的界面。

图15是第二个界面，即下第三系（E）与白垩系（K）界面上反射回来的横波在第一个界面[第四系（Q_W）与下第三系（E）的界面]上的振幅反射、透过情况。由图中STP和STS图可见，入射横波能量大部分能以转换纵波（P-S-S-P）和横波（P-S-S-S）形式透过，到达地面。横波以任何角度入射，都有横波透过，当入射角大于31.15°时，透过能量最大。只有当横波的入射角小于52.02°时，才有纵波到达地面。

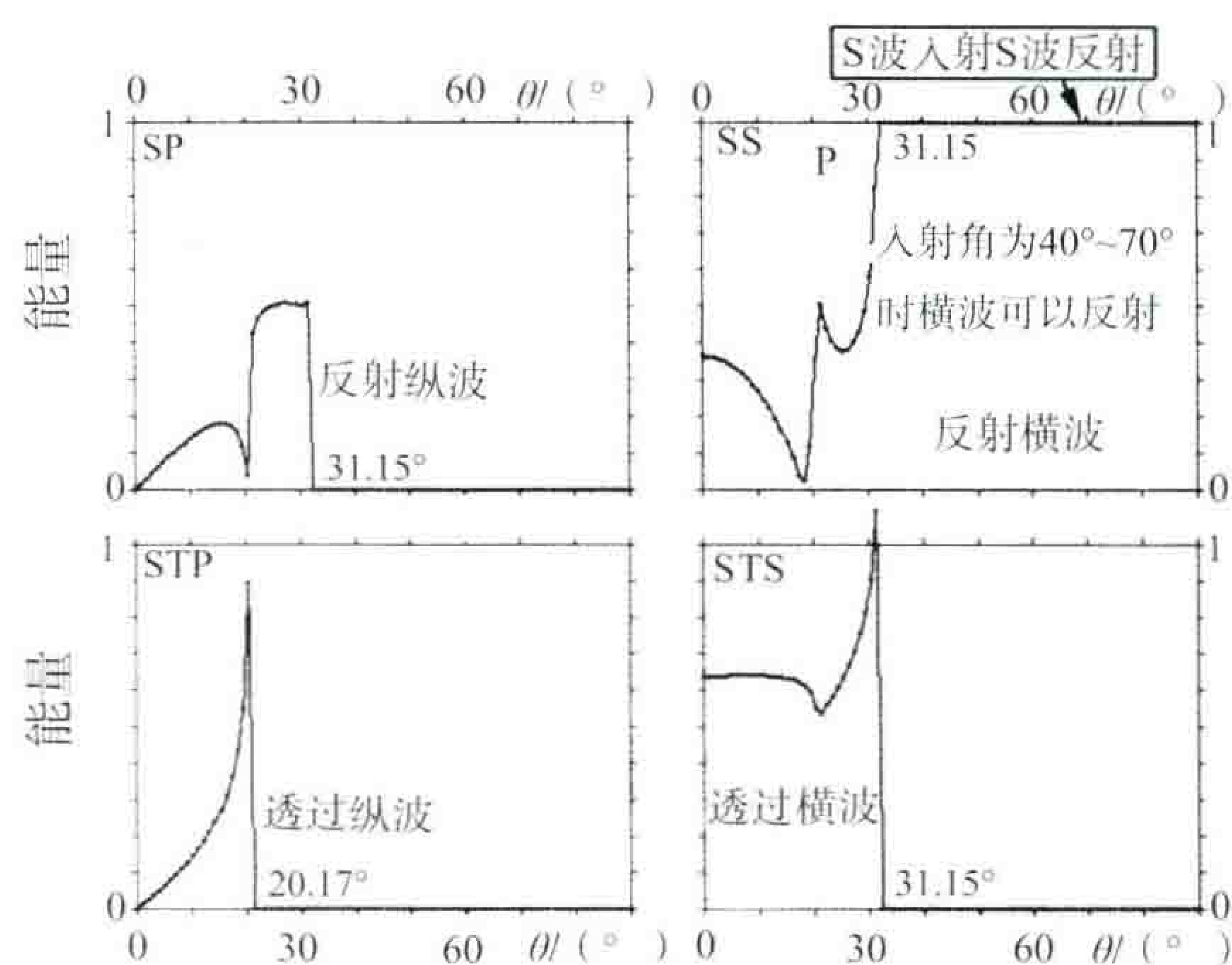


图 14 横波在下第三系(E)与白垩系(K)界面上的振幅反射、透射情况

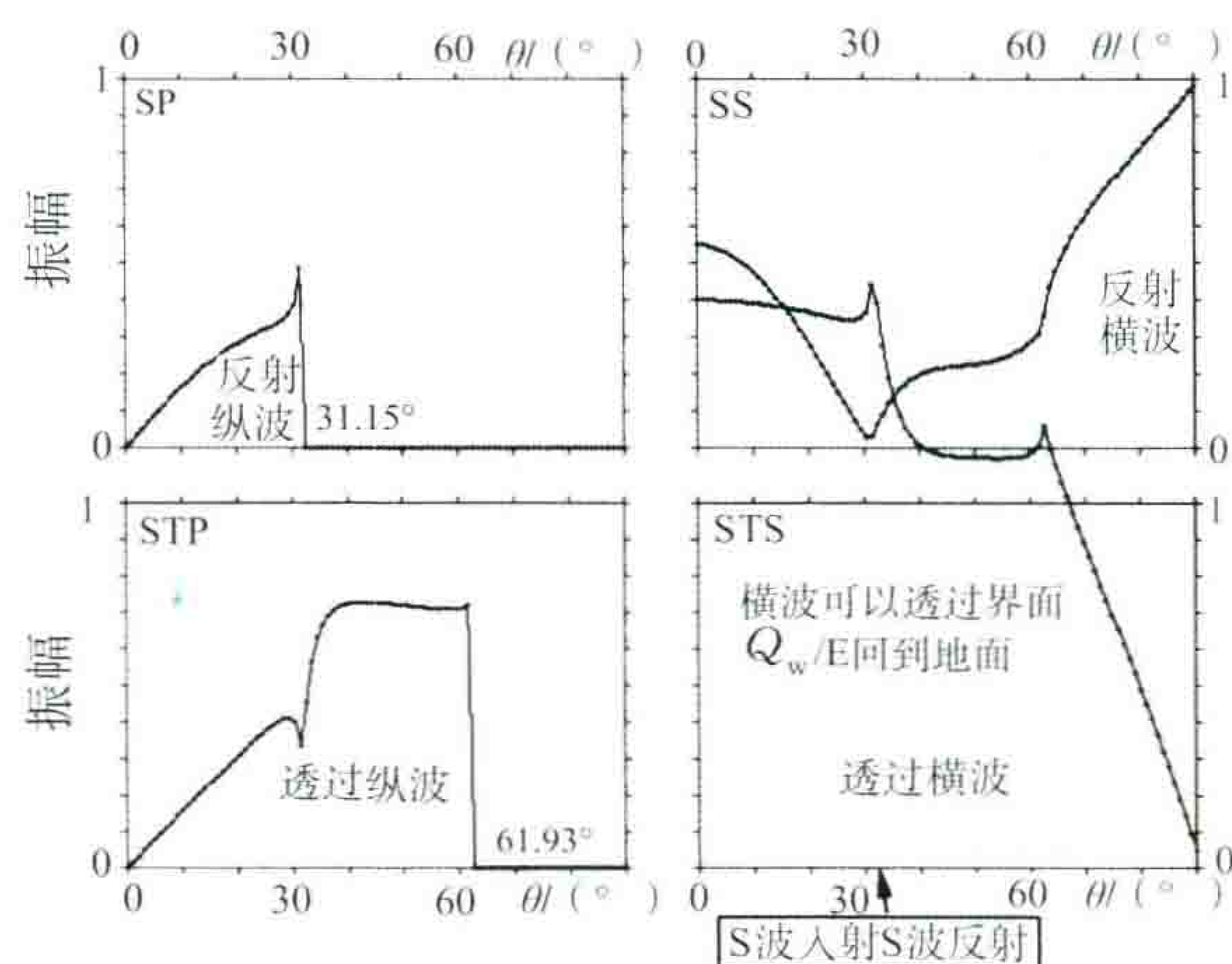


图 15 横波在第四系(Q_W)与下第三系(E)界面的振幅反射、透射情况

根据上述计算结果可知，利用纵波无法获得深层反射记录时，有可能利用转换横波进行勘探。

(四) 平面波前法

平面波前法是利用极大基距(500～1000 m)的组合井同时爆炸，使其波阵面接近于平面波前，入射角很小，接近于垂直入射，因此纵波很容易透过浅层强反射界面。可是这种方法只在地层接近于水平时才适用。采用平面波前法会导致以下结果：① 倾斜地层的反射被压制；② 横向分辨率会降低。因此，在野外一般采用折中的办法，采用相对大基距组合井同时爆炸。

图 16 是在鄱阳湖盆地采用单井和组合井爆炸进行对比的原始记录。从图 16 中可以看到，采用单井爆炸的记录明显不如采用组合井得到的记录好。因此，当存在浅层强反射界面时，可以考虑利用组合井爆炸。但是采用这种方法野外钻井工作量很大，我们可以在室内资料处理时，利用相邻道模拟野外组合达到相同的效果，这种处理还可以在动、静校正以后进行。

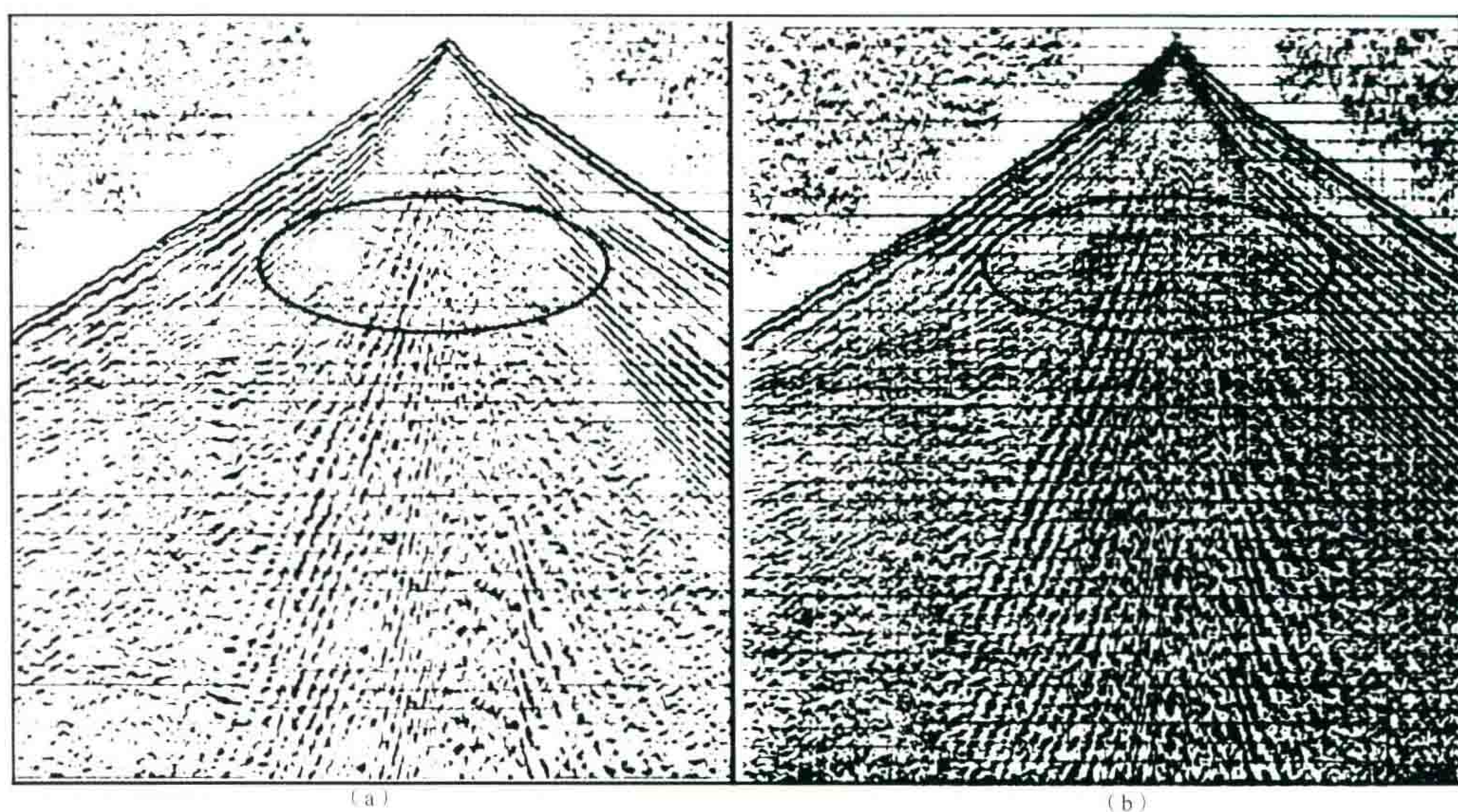


图 16 鄱阳湖采用单井和组合井爆炸对比原始记录

(a)单井(井探为 18 m，炸药量为 4 kg)；

(b)9 口井线性组合，组合基距为 160 m，井探为 6 m，每口井的炸药量为 0.5 kg

（五）使用具有方向特性的炸药震源

方向特性炸药震源是长条形的，激发的地震波能量具有一定的方向特性，如图17所示。由图可见。震源激发的能量主要向下传播。因此，透射能量明显增大，并且产生干扰波的能量大大减小。但是使用方向特性炸药震源时，爆炸井要打得较深，当小于30～50 m（半个波长）时，其效果就不太明显。根据目前的打井技术，此方法实现起来有一定的难度，不过随着打井技术的发展，可以作为今后发展的一种措施。

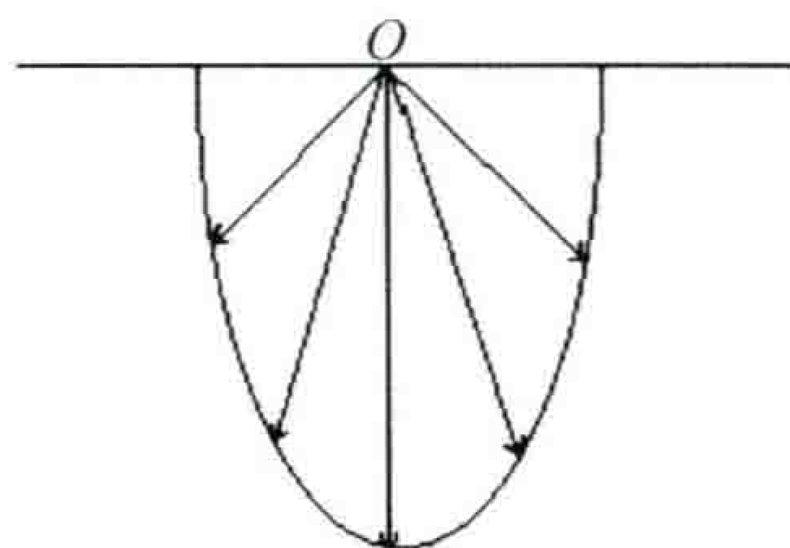


图17 集中力炸药震源激发的波的方向特性

（六）中、深层出现火成岩及含煤层强反射界面的情况

我国东部第三系中常常钻遇一些火成岩（主要是玄武岩及辉绿岩）夹层，如渤海湾港东凹陷、冀东油田及辽河油田东部凹陷等，火成岩也可引起能量屏蔽。此外，在吐鲁番盆地中，侏罗纪煤系地层也具有较强的反射率，造成深层三叠-二叠纪地层的能量减弱。

这种煤系地层及火成岩夹层除个别地区埋藏较浅外，大部分埋深在1000～3000 m。由于埋深大，中、深层强反射界面的波阻抗反差不如浅层强界面的大，但在这些地区能量屏蔽作用并不太强。因此，改善地震剖面质量的主要措施可在处理中下功夫，以克服多次波和加强一次反射的能量为主要目标。

四、结　论

本文通过模型计算分析了民和盆地、鄂尔多斯盆地等存在强反射界面时能量传递的情况。根据各个地区浅层强反射界面的不同情况，提出了6种解决方法：① 尽量避开在降速层很厚的地方激发；② 炮井打穿浅层强反射界面；③ 利用转换横波进行勘探；④ 采用平面波前法或用大基距组合激发；⑤ 使用具有方向特性的炸药震源；⑥ 中、深层出现火成岩及含煤层强反射界面时，在处理中下功夫。

利用转换横波进行勘探是一种探索性的方法，本文用理论模型分析了其可行性，还需要用实际资料进行验证。在存在浅层强反射界面的地区，要根据具体情况具体分析，找到合适的解决方法。本文所罗列的几个地区是我国地震勘探十分困难的地区，希望本文的分析和提出的对策，能够对今后的勘探工作有所帮助。

参考文献

[1] 李庆忠. 岩石的纵、横波规律[J]. 石油地球物理勘探，1992，27(1)：1－12.
[2] 谢里夫 R E，吉尔达特 L P. 勘探地震学（第二版）（上册）[M]. 北京：石油工业出版社，1999.
[3] 李庆忠，顾汉章. 地震记录中的转换波[M]. 石油地球物理勘探，1984，19(6)：546－555.

文章编号 212

三维地震联片叠前时间偏移技术



这是我 2008 年 6 月在胜利油田所做的报告。原来是一个多媒体 ppt 文件。现在稍加批注写成此文。

文中讲述了我国近年来在三维叠前偏移技术方面的进步，以及获得的良好地质成果。

过去地震剖面的形式主要是先做水平叠加，再做叠后偏移。现在叠前时间偏移技术是直接用叠前数据做成像处理。避免了水平叠加的多种缺陷，并且可以获得 CRP 成像道集，可做 AVO 分析。

该技术与三维连片技术结合起来，使我国东部几个油田的地下结构得到清晰的成像，获得良好地质效果。

地震勘探是勘探油气田所采用的最有效的方法，它应用了最现代的科学技术。

三维地震技术及偏移成像技术是近代地震勘探的两大支柱，叠前时间偏移技术（PSTM，Prestack Time Migration）是偏移技术的精确表达，它能够使地下成像更加清晰。

由于历史的原因，过去的三维地震测区一般都是小块块“邮票式”的拼盘。资料由不同年份，不同仪器，不同施工方式所采集，这造成了每片“邮票”边缘拼接处的地下情况大多没有搞清楚。因此，三维地震资料的联片处理便成为十分重要的技术措施。大港油田的千米桥古潜山的发现应当归功于三维地震资料联片处理。

将三维地震资料的联片处理与叠前时间偏移技术结合起来使得近年来地震资料成像质量大大提高。最近冀东南堡油田的查明就得益于三维联片叠前时间偏移技术的应用。

一、叠前偏移技术的发展现状及其特点

图 1 展示了叠前偏移技术的应用历程和发展现状，从图中可以看出，叠前偏移应用技术的发展是与计算机技术的发展相伴随的。图 2 表示了偏移技术的应用类型选择，可以看到叠后偏移技术只能解决一些构造相对不太复杂和速度横向变化不太大的地下地质问题，而对于地下构造复杂、速度横向变化大且地表也复杂的地质情况只能依靠叠前深度偏移来解决问题，叠前时间偏移可以解决相对比较复杂的地质问题。



图 1　叠前偏移技术的应用历程及其现状

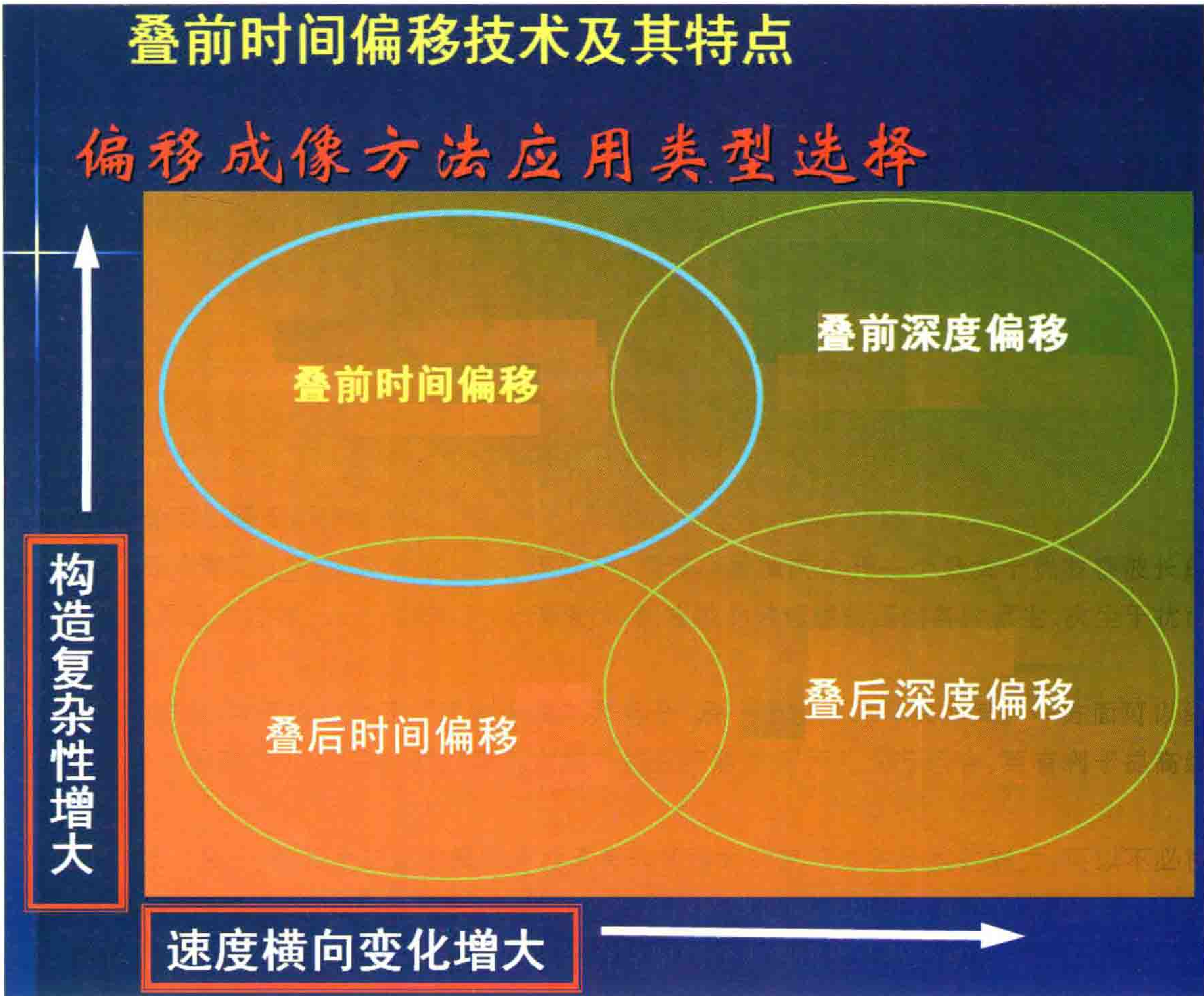


图 2　偏移成像方法应用类型选择

二、叠前时间偏移在改进成像质量方面的优点

叠前时间偏移有很多改进成像质量方面的优点，我总结了以下五条优点：

优点 1. 叠前时间偏移解决了过去叠后处理中共中心点(CMP)道集大倾角反射点的分散问题，因此，对改进复杂构造偏移成像效果明显。

图 3 是我国东部某油田的一条三维叠后时间偏移与叠前时间偏移的对比剖面，通过对比可以明显看到叠前时间偏移的成像效果要好于叠后时间偏移。

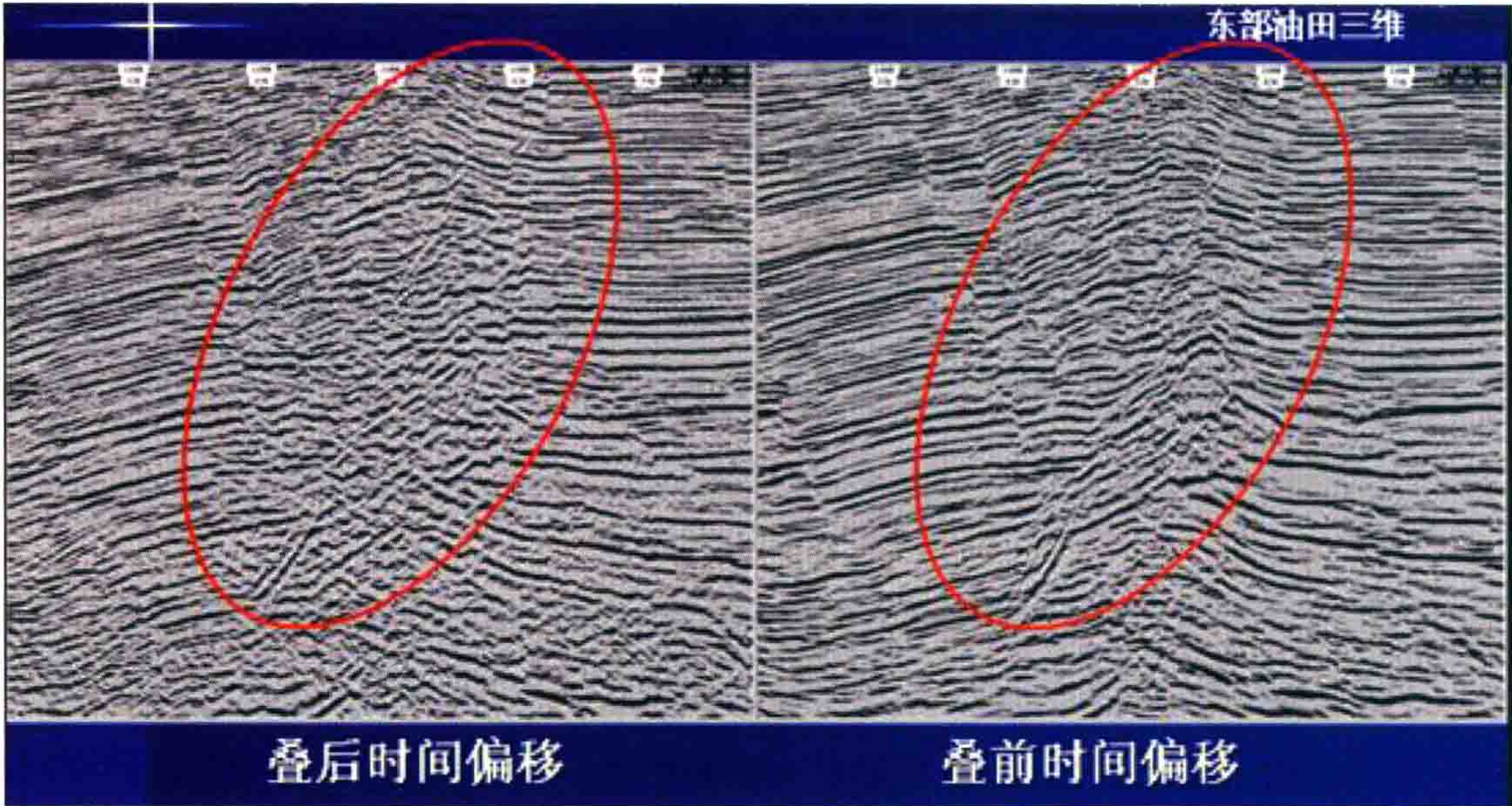


图 3 我国东部某油田三维叠后时间偏移与叠前时间偏移剖面对比

优点 2. 对偏移速度的正确性有了定量的判别准则——共反射点(CRP, Common Reflection Point)道集拉平准则。

这种情况同叠前深度偏移是一样的，某一层同相轴拉平不算数，必须是从上到下，每一层的同相轴都拉平才行，如图 4 所示。在处理中还可以直接看到偏移中的剩余速度是否需要修改，使速度场取值更加精确。

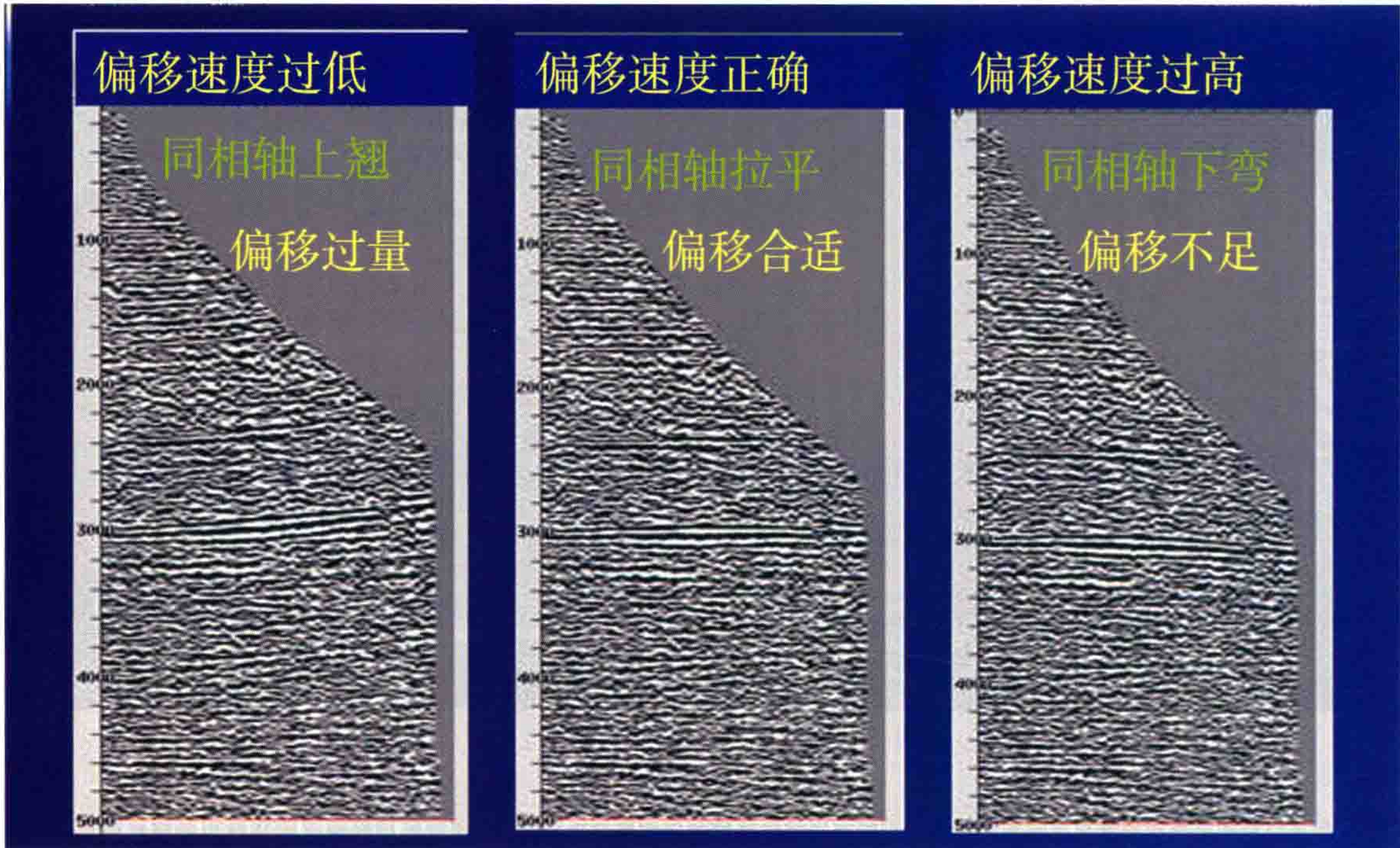


图 4 共反射点(CRP)道集拉平准则示意图

其实，偏移的效果主要是取决于偏移速度的准确性。如果我们处理当中偏移速度做到家了，那么偏移效果肯定好。

优点 3. 叠前时间偏移后可以直接输出地下的共反射点(CRP)道集，可进行 AVO 叠前反演。

叠前时间偏移后的 CRP 道集做 AVO 分析，可以出角道集，也可以出属性体。现在的墨西哥湾，所有的处理都要求做叠前的 CRP 道集 AVO 分析。因为在墨西哥湾，AVO 技术很有用，凡是含有油气的地方，大部分都有 AVO 显示。

过去用共中心点(CMP)道集做 AVO 分析是不准确的，因为在地层倾斜的时候，共中心点道集反映的并不是同一个反射点的信息。

优点 4. 叠前偏移得到的 RMS 速度场更加准确，为变速成图提供了较精确的速度场，可以作为叠前深度偏移处理的初始速度模型。

图 5 表示的即为建立的 RMS 速度场的一个实例图。

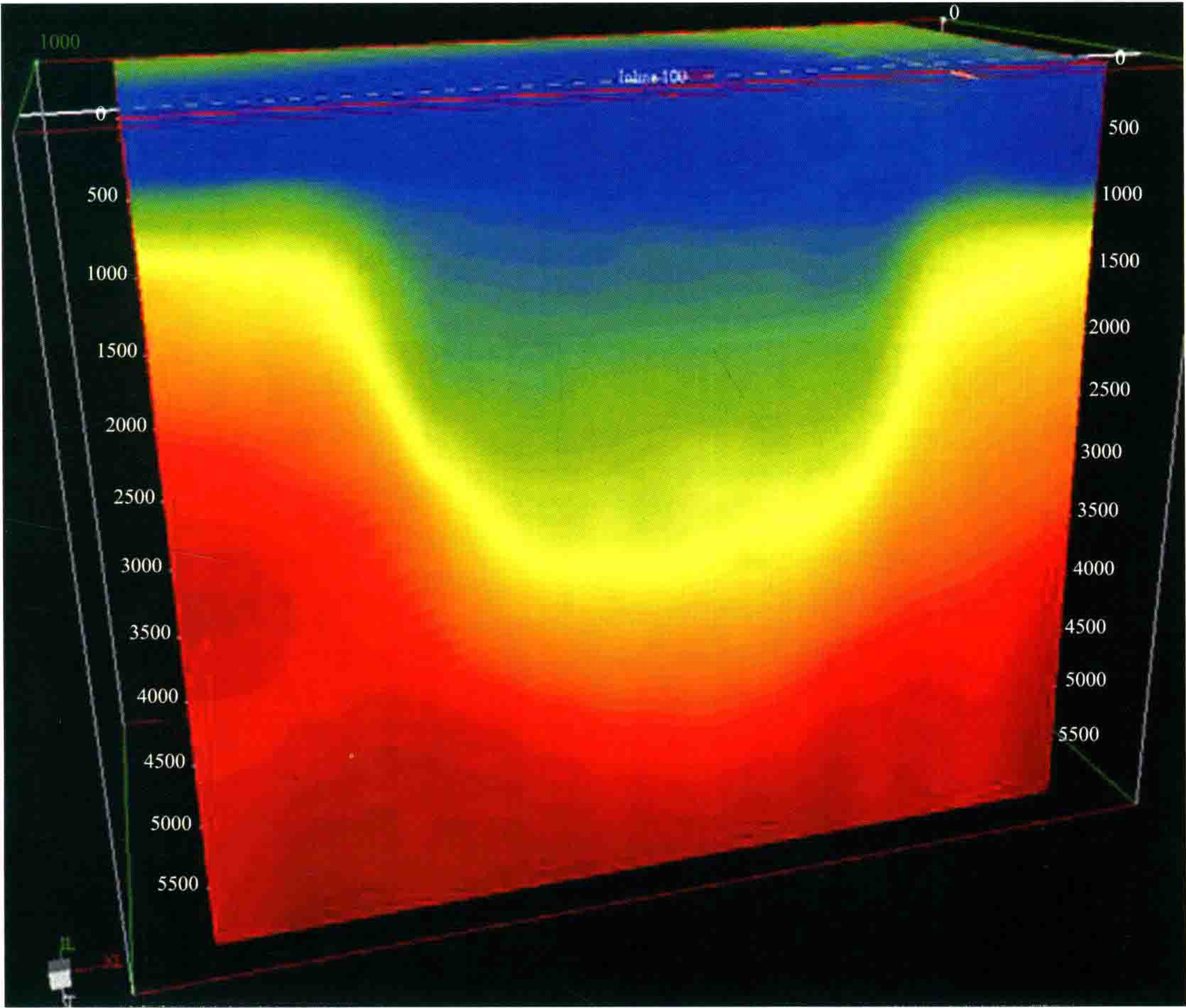


图 5　叠前偏移均方根速度场

优点 5. 叠前时间偏移数据可用于建立叠前深度偏移初始地质模型(图 6)。

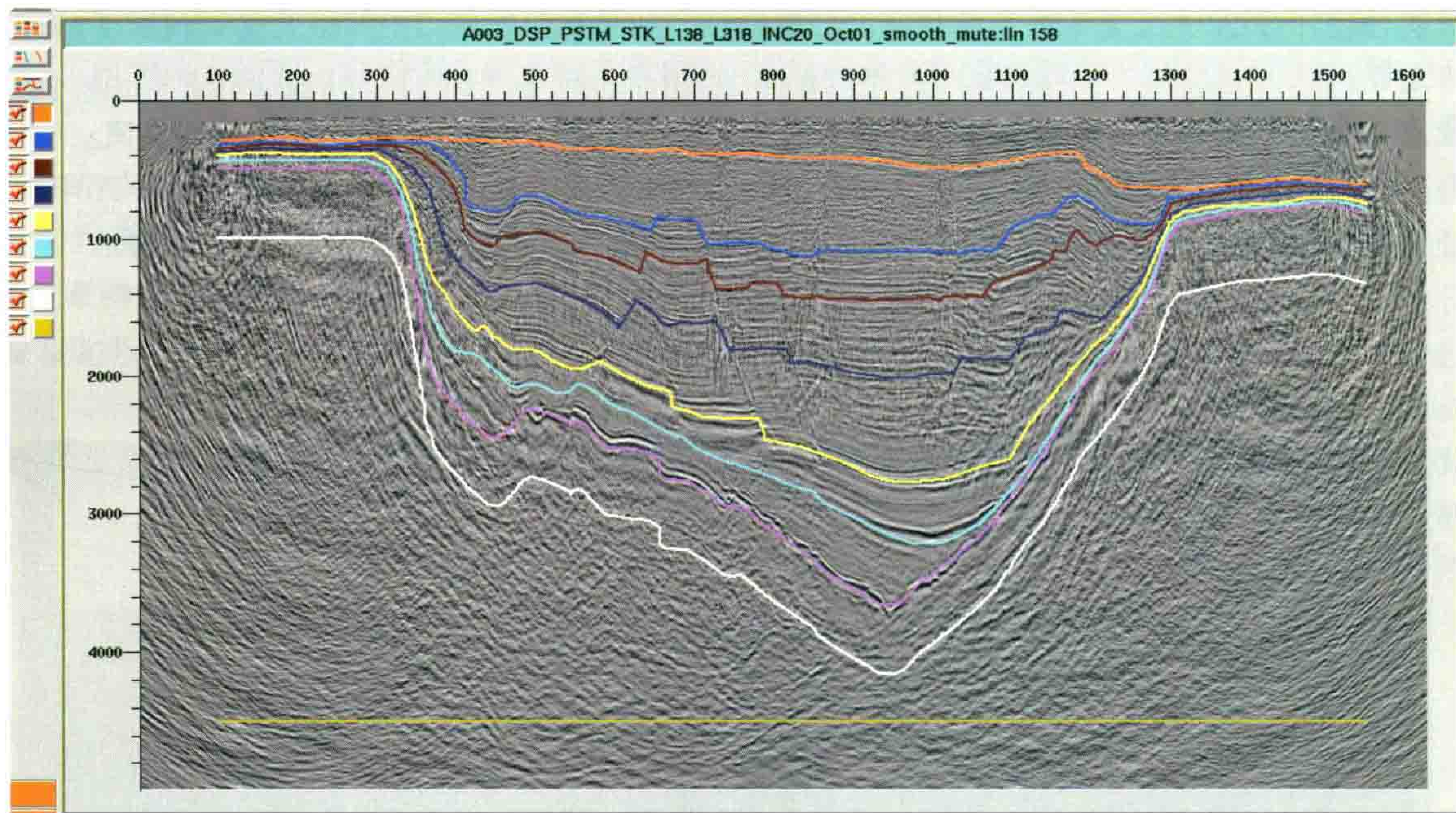


图 6　在叠前时间偏移剖面上建立的初始地质模型

图 6 所示的为在叠前时间偏移剖面上建立初始地质模型的一个例子，图 7 所示的为叠前时间偏移处理流程图。

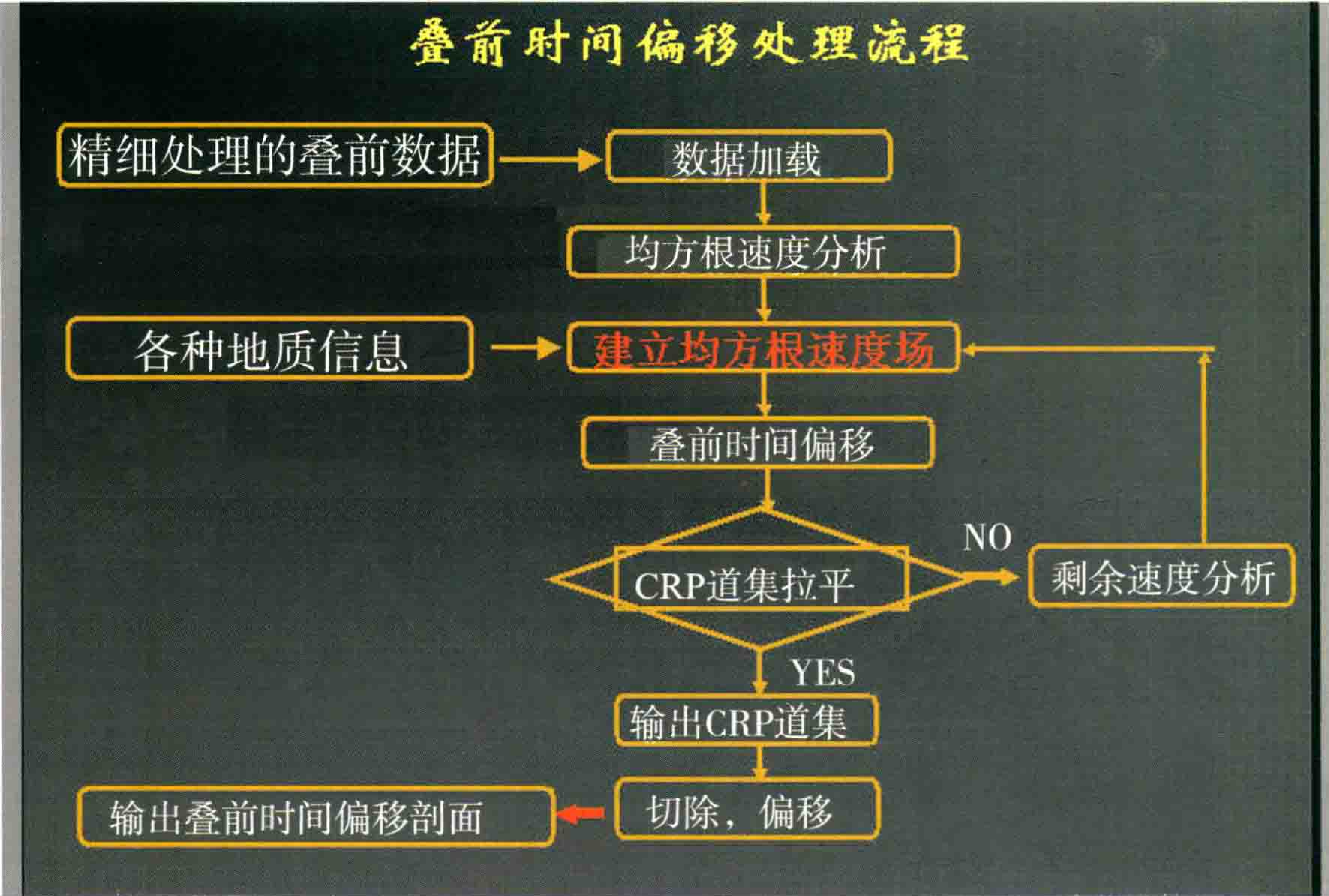


图 7　叠前时间偏移处理流程

三、做好叠前时间偏移的关键因素

做好叠前时间偏移有以下四个关键因素：① 偏移算法；② 地震数据条件；③ 偏移速度模型的精度；④ 计算机运算能力。

(一)偏移算法

目前的叠前时间偏移的算法主要有 Kirchhoff 积分法和差分法两大类,我们常用的是 Kirchhoff 积分法中的弯曲射线旅行时计算方法。而普通的叠加用的是直射线,即双均方根公式,它适用于纵、横向速度变化较小,地层倾角不大,且构造比较简单的情况。

弯曲射线方法是根据 Fermat 原理,适用于纵、横向速度变化较小,地层倾角可以较大的情况,尤其是在有断层的地方,成像比用直射线方法要清楚。Kirchhoff 积分法中还有一种方法,是针对各向异性介质提出的,也是基于 Fermat 原理,它考虑了纵、横向速度变化,目前还没有采用。

差分方法的叠前时间偏移目前还没有大规模应用。

表 1 所示的为目前几种常用的偏移算法及适应范围。

表 1　目前几种常用的偏移算法及适应范围

偏移算法	旅行时算法		适用范围
Kirchhoff 积分法	直射线	DSR Vrms	纵、横向速度变化较小,地层倾角不大
	弯曲射线	Fermat 原理	纵、横向速度变化较小,地层倾角较大,目前常用
	VTI 各向异性	Fermat 原理	考虑了纵、横向速度变化
差分法	未大规模应用		

(二)地震数据条件

这要求资料:① 有一定的信噪比,如果信噪比很低,做叠前时间偏移也没有什么意义;② 振幅要均衡,如果振幅不均衡,偏移画弧现象就会非常严重;③ 静校正问题要得到较好解决;④ 覆盖次数要均匀,如果覆盖次数不均匀,就会出现"画弧"现象,效果也不好。这几个条件在我国东部地区比较容易满足。

(三)偏移速度模型的精度

速度模型的准确性是做好叠前时间偏移的关键,首先对剖面的结构要有大致的了解,然后拾取层位,要得到精确的速度场,需要进行纵向、横向速度调节,使得剩余速度接近为零。

图 8 展示的为进行纵向、横向速度约束调整的实例图件。

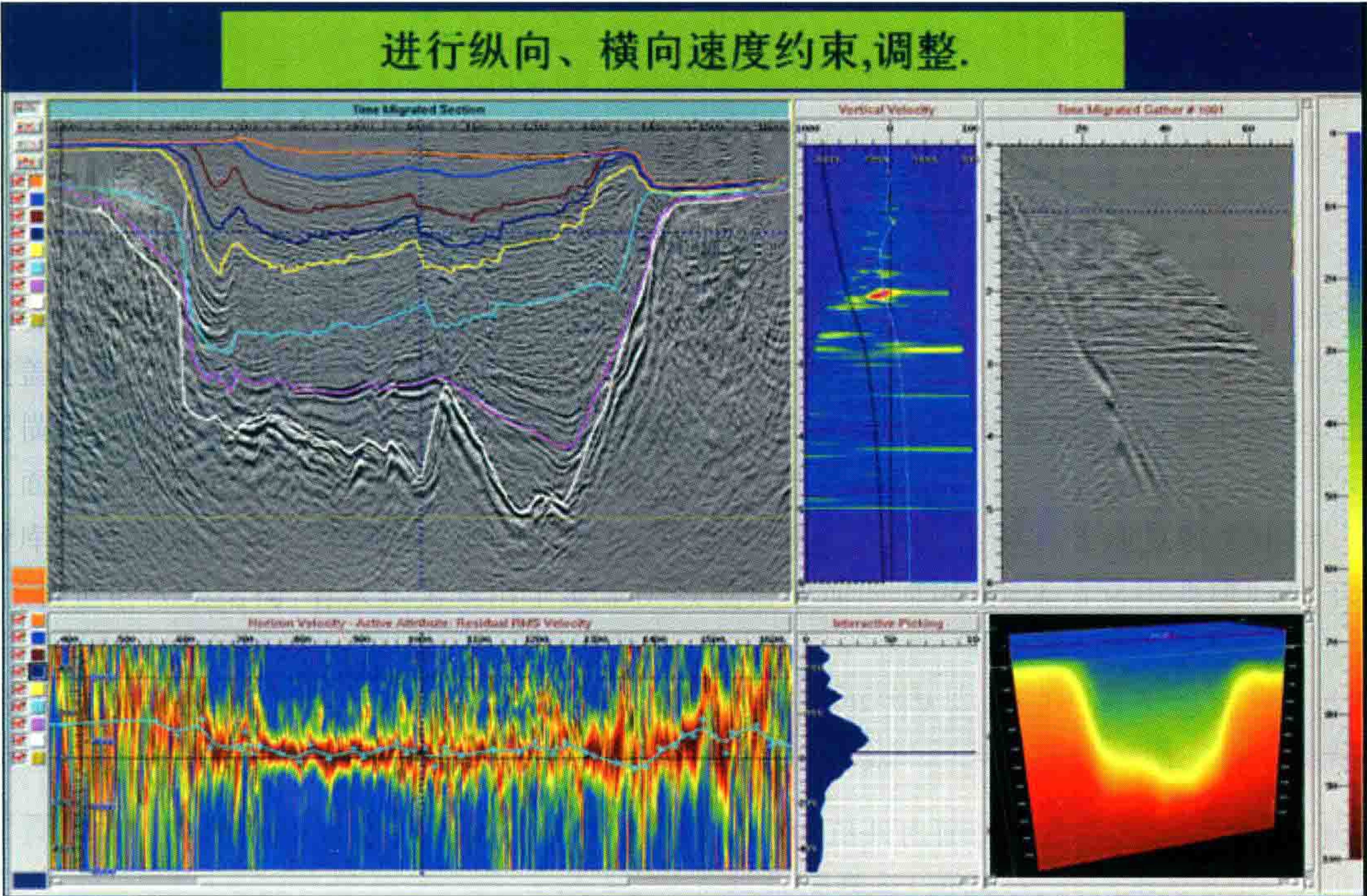


图 8　进行纵向、横向速度约束调整的图例

（四）计算机运算能力

叠前时间偏移比普通的叠后时间偏移工作量大致要大5到6倍，CPU运算量要大10倍左右，所以叠前偏移处理技术一直紧随着计算机硬件技术的发展而进步。

近几年，随着PC计算机的发展，尤其是微机群的出现，大大降低了叠前偏移处理的成本。图9是东方地球物理公司(BGP)国内外机构的PC Cluster每年增长表，图10为东方地球物理公司硬件现状。

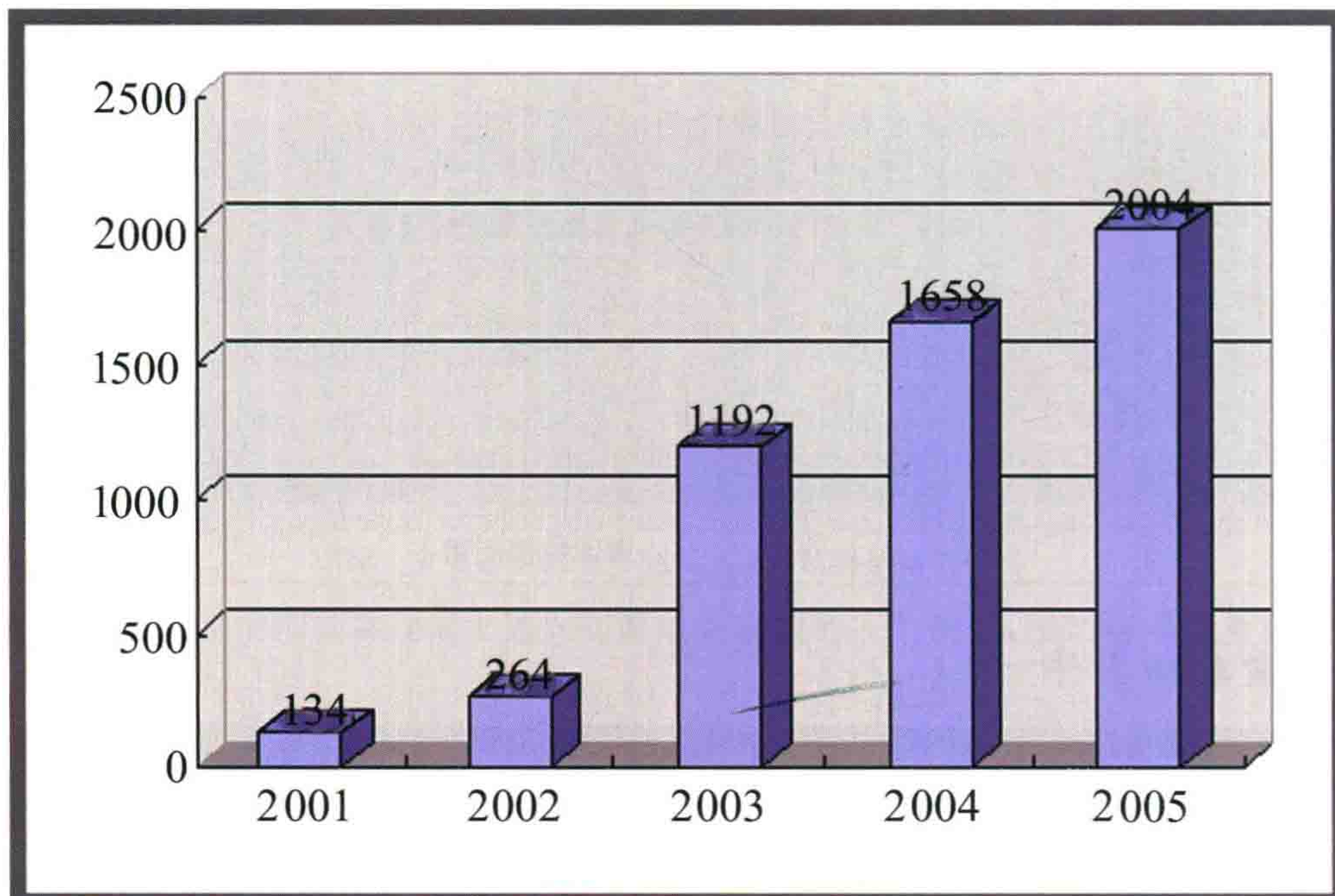


图9 东方地球物理公司国内外机构PC Cluster节点数每年增长表



图10 东方地球物理公司硬件现状

2005年底，东方地球物理公司国内外机构微机群PC Cluster总数已达到2004个节点，5254个CPU，已经达到每秒32万亿次的浮点(峰值)运算能力。

计算机软硬件配置的大大提高，为叠前偏移处理打下了良好的基础，仅处理中心2005年上半年，就已完成4700 km^2 三维和3700 km二维叠前时间偏移和叠前深度偏移。

2006年计算机能力又翻了一番，到2007年，目前微机群PC Cluster已达到8000节点，12200个CPU，已经达到每秒80万亿次的浮点(峰值)运算能力。

目前PSTM处理的效率举例如下：

某三维工区，满覆盖273 km^2，12.5×25面元，68次覆盖，数据体约250 GB，共820条测线，偏移孔径7000 m(直径)，用576个CPU(主频2.8 Ghz)，一条线PSTM平均时间40.1 min，整个三维工区PSTM计算时间约23天。而如果用128CPU，计算时间约需104天。

2002年到今天，用了不到5年时间，实现了PSTM常规化处理，并为叠前深度偏移处理奠定一定的基础。

① CPU数量从340到14538，增长了43倍；

② 运算能力由189亿次/秒到230万亿次/秒，增长12169倍；

③ 存储资源由9TB到1800TB，增长了200倍；

④ 具备了约10万千米的二维、4万平方千米的三维PSTM的年处理能力。

四、叠前时间偏移技术应用实例

下面我们看一下叠前时间偏移在我国东部复杂断块区的应用。

第一个例子是冀东油田的例子。最近在冀东油田打出了许多高产井，每个井都是100多米的油层。如图11所示，该区共完成了26块三维叠前时间偏移的连片处理，满覆盖面积约2405 km^2，一次面积约3267 km^2。



图11 冀东油田三维叠前时间偏移连片处理工区示意图

从此次PSTM最终处理剖面上看：断层成像效果得到明显改善，断裂系统更加清楚，复杂断块成像精度高；资料的信噪比得到明显提高；连片后的数据体地质结构连续、清晰，地层层间信息丰富；深层资料的成像质量得到大幅度改善。

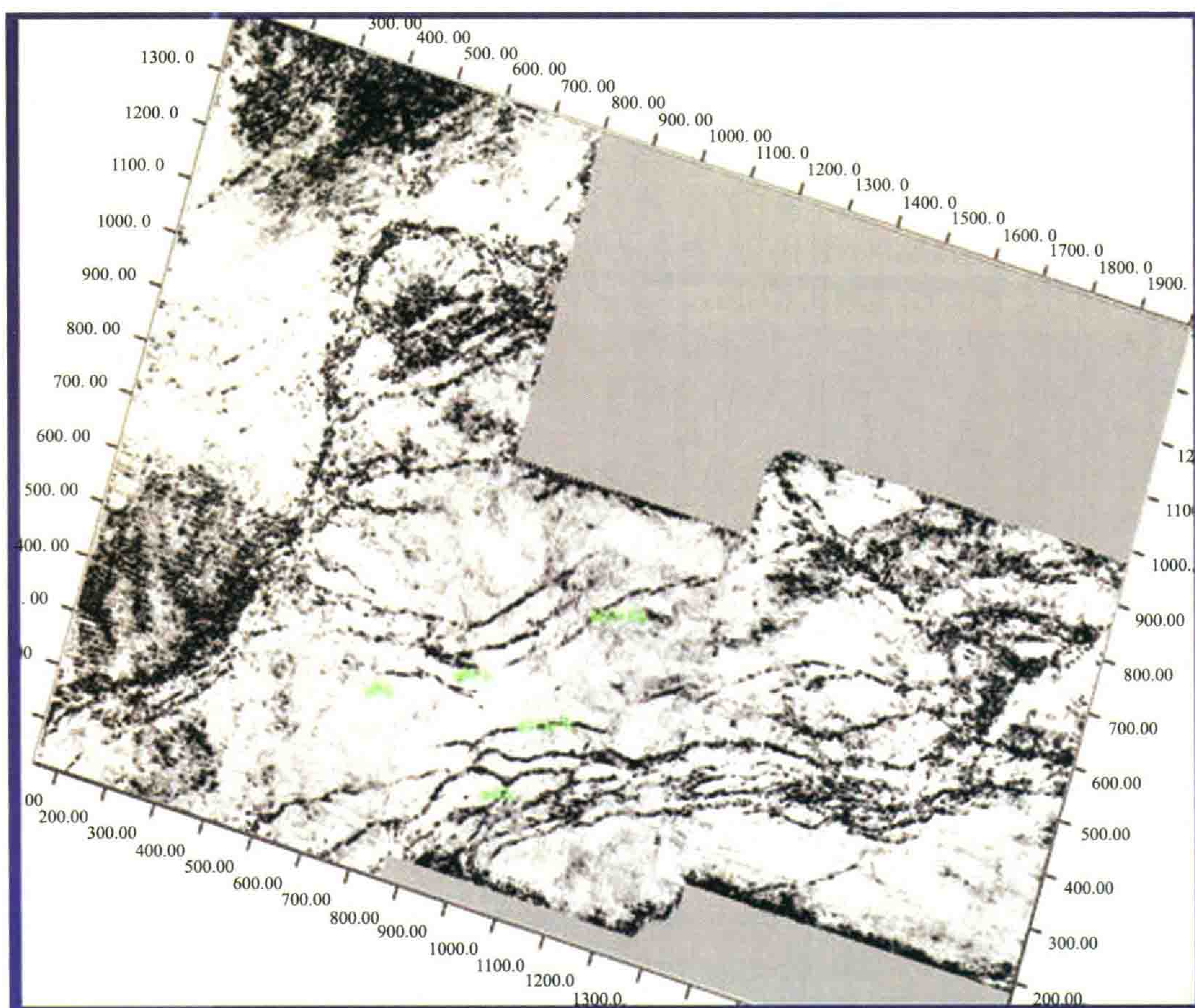


图 12 冀东连片处理叠后时间偏移相干切片(1224 ms)

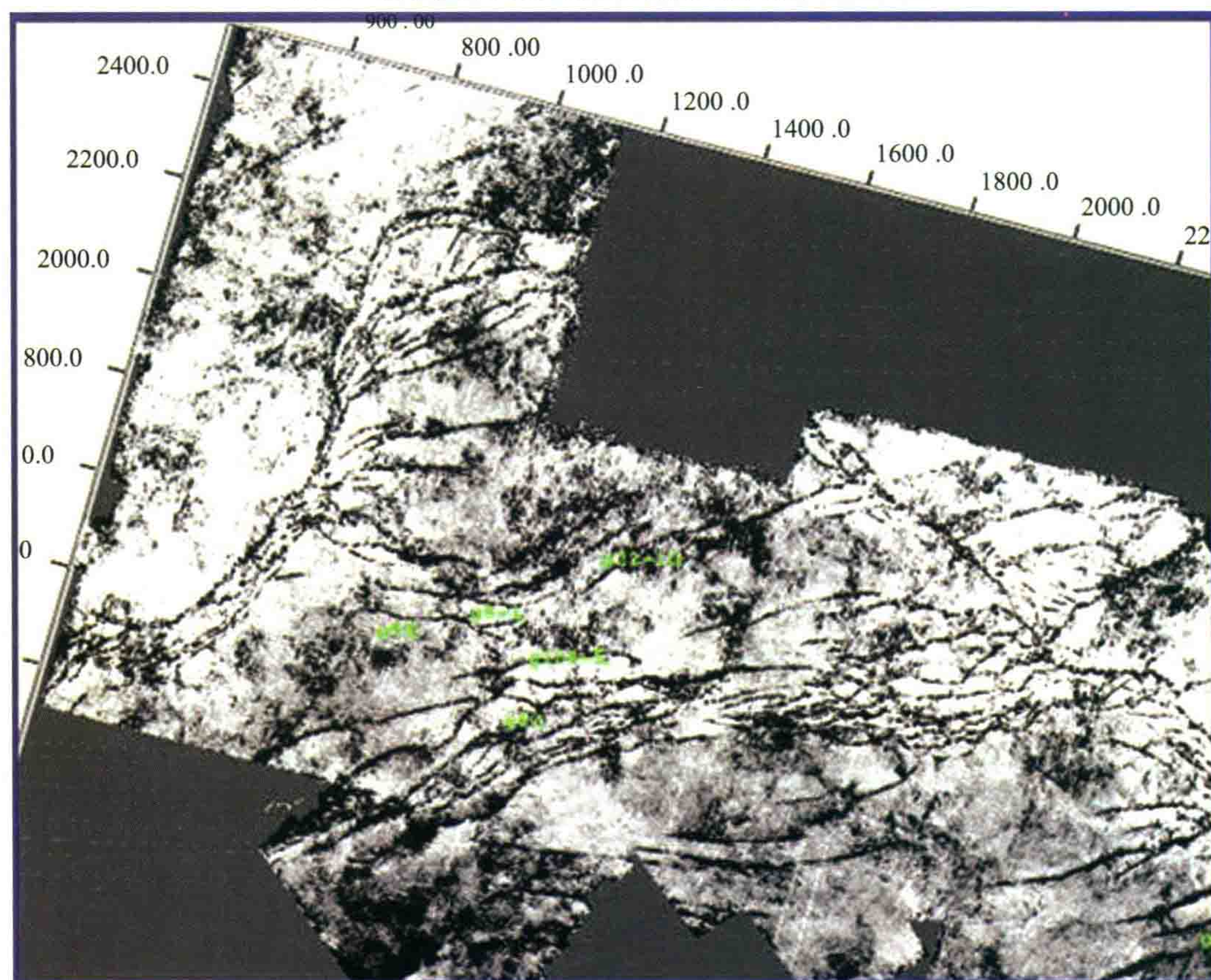


图 13 冀东连片处理叠前时间偏移相干切片(1224 ms)

图 12 及图 13 是连片处理后 1224 ms 处叠后与叠前时间偏移相干体切片的对比。其中，图 12 为叠后时间偏移相干切片，图 13 为叠前时间偏移相干切片。叠前相干切片比叠后相干切片信息要丰富得多，而且断裂系统更加清楚。

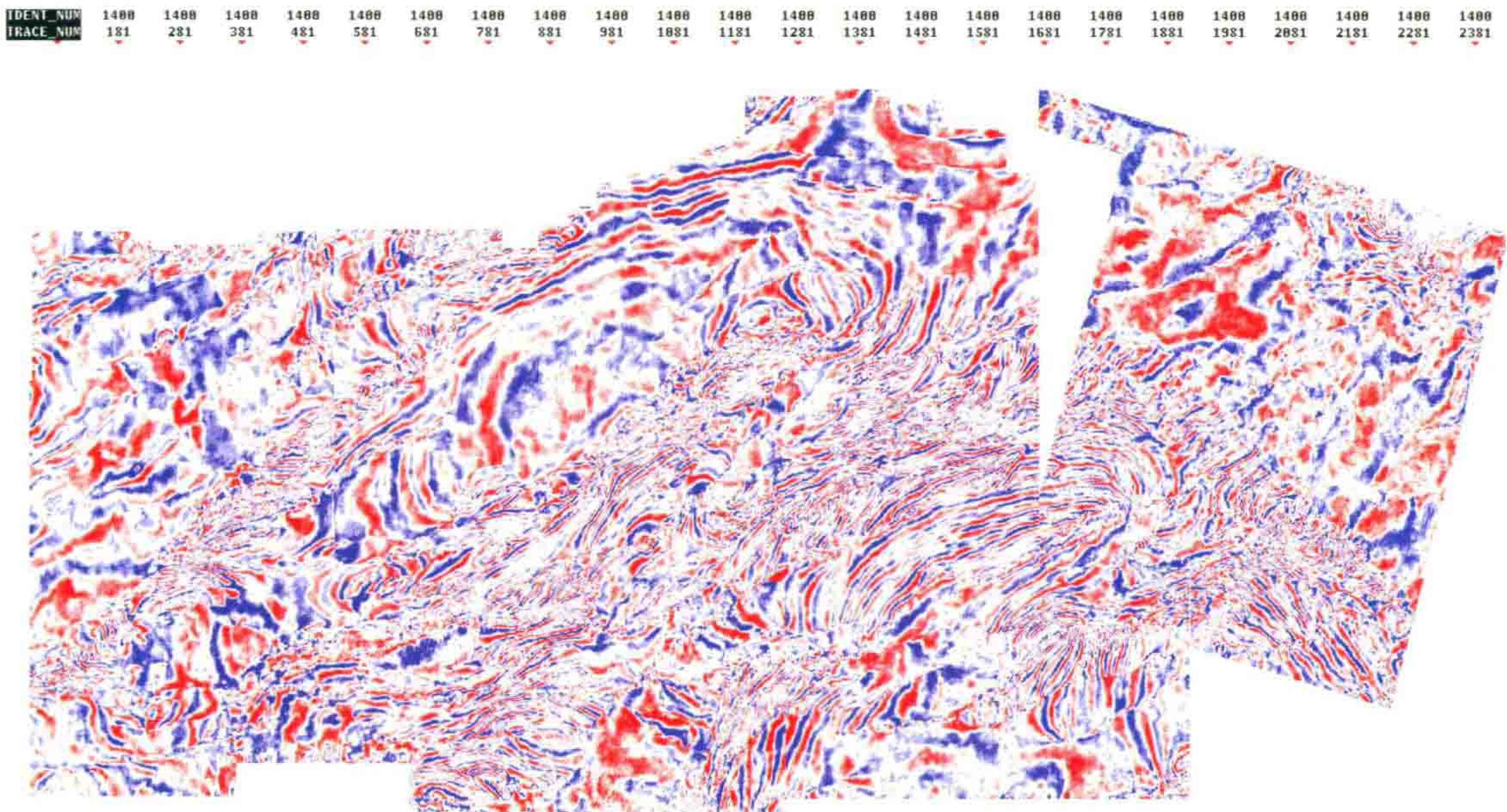


图 14 叠后时间偏移时间切片(1400 ms)

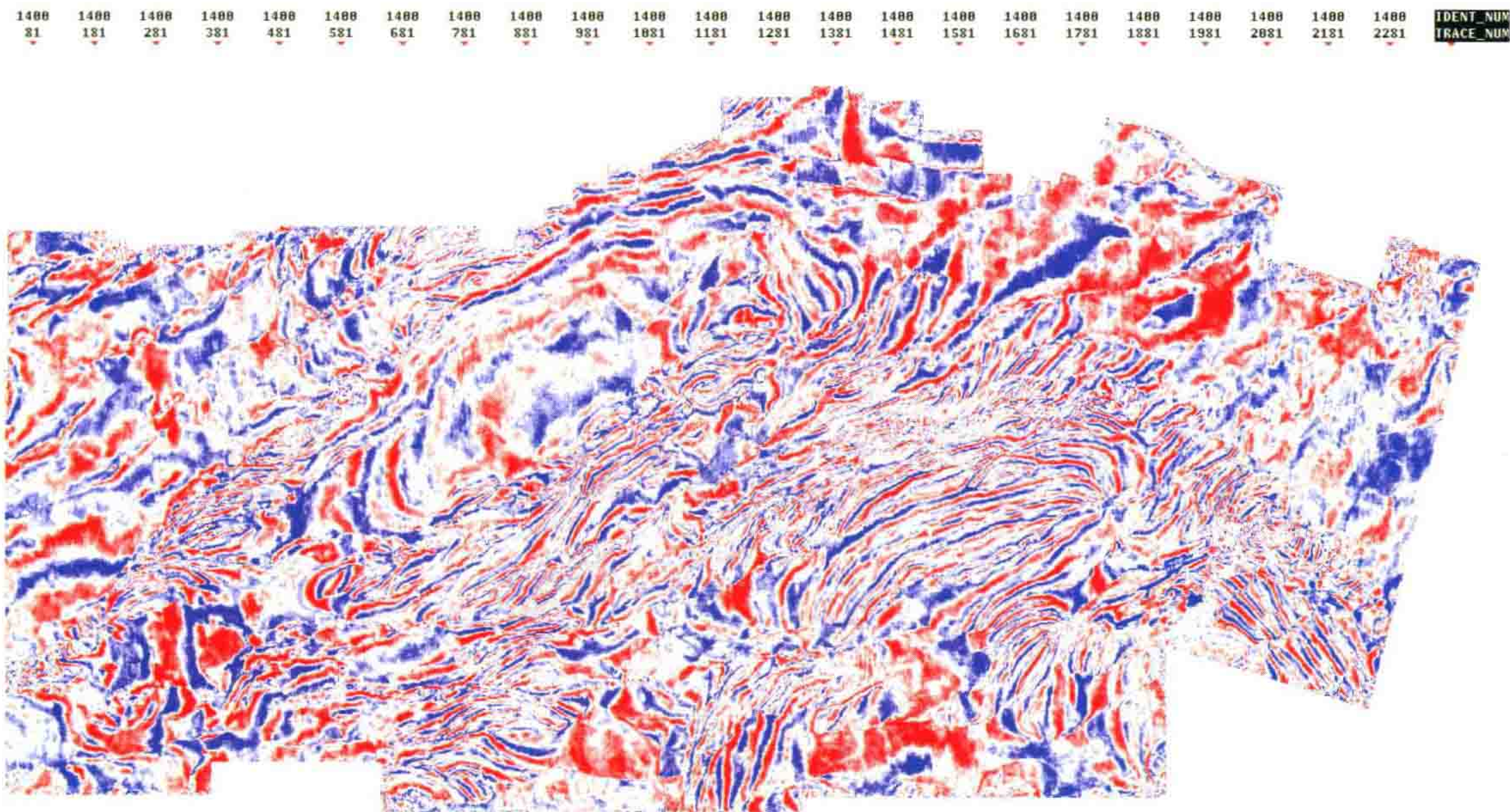


图 15 叠前时间偏移时间切片(1400 ms)

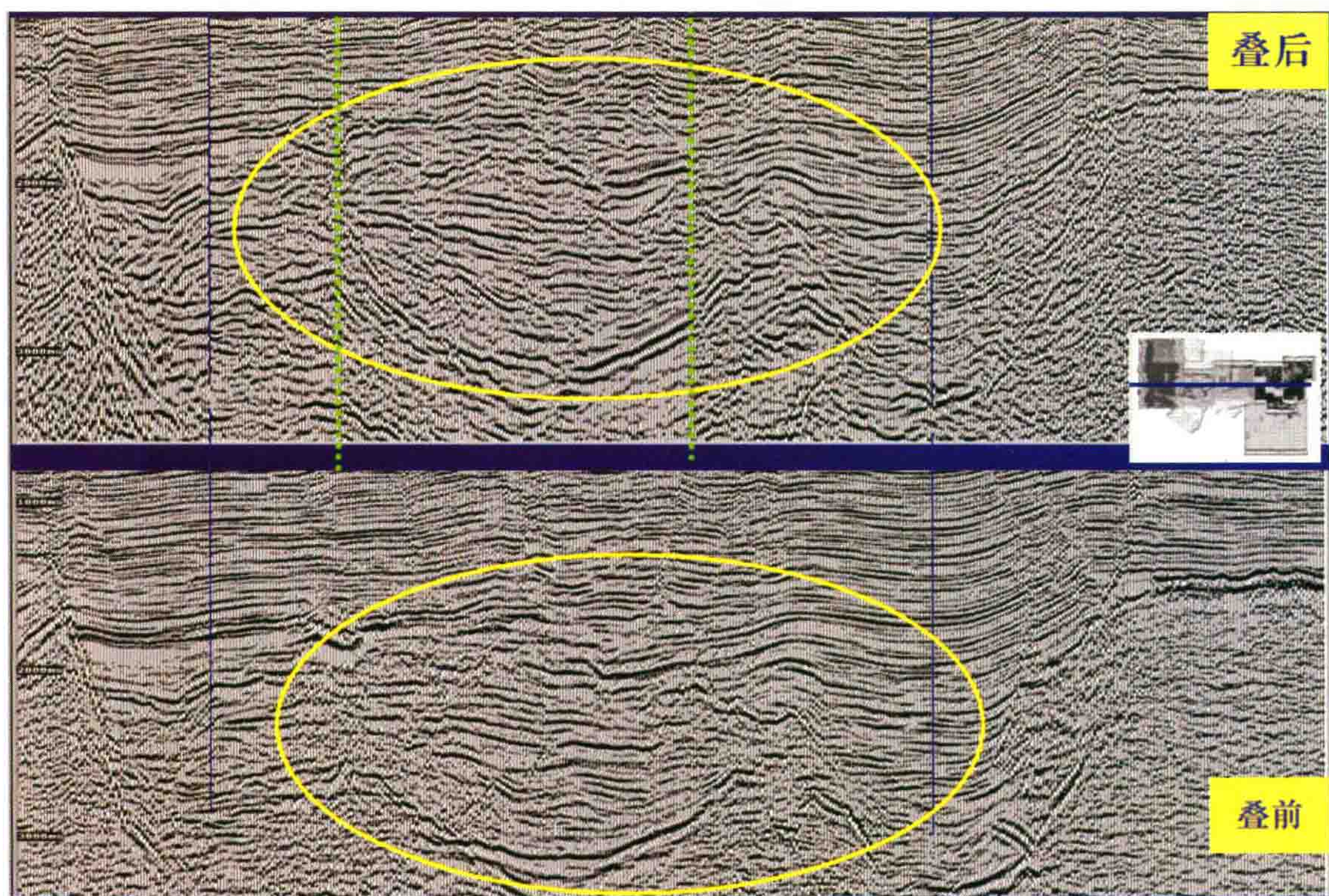


图 16 跨越五个区块的叠前与叠后时间偏移剖面对比

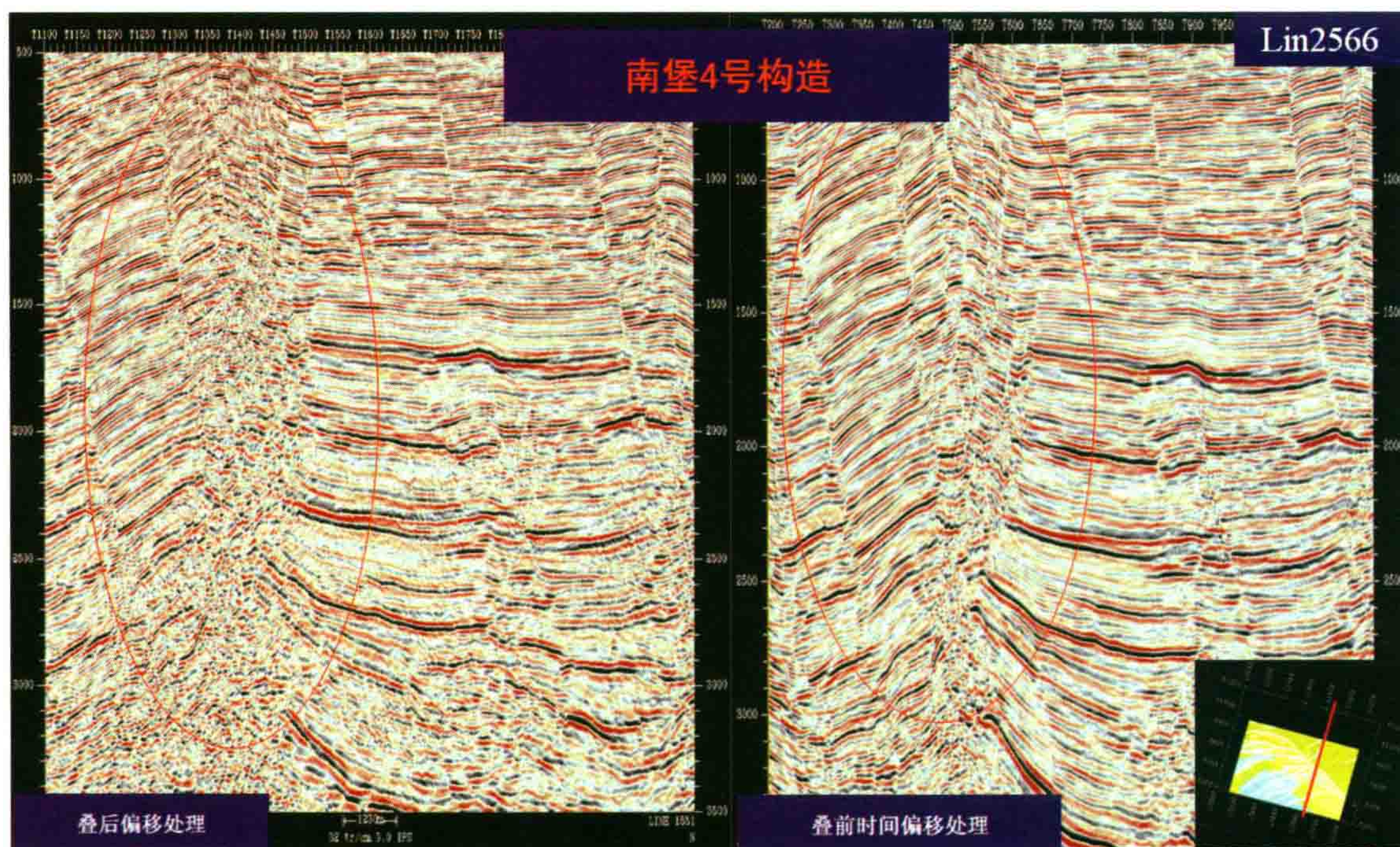


图 17 南堡 4 号构造位置叠后与叠前时间偏移剖面对比

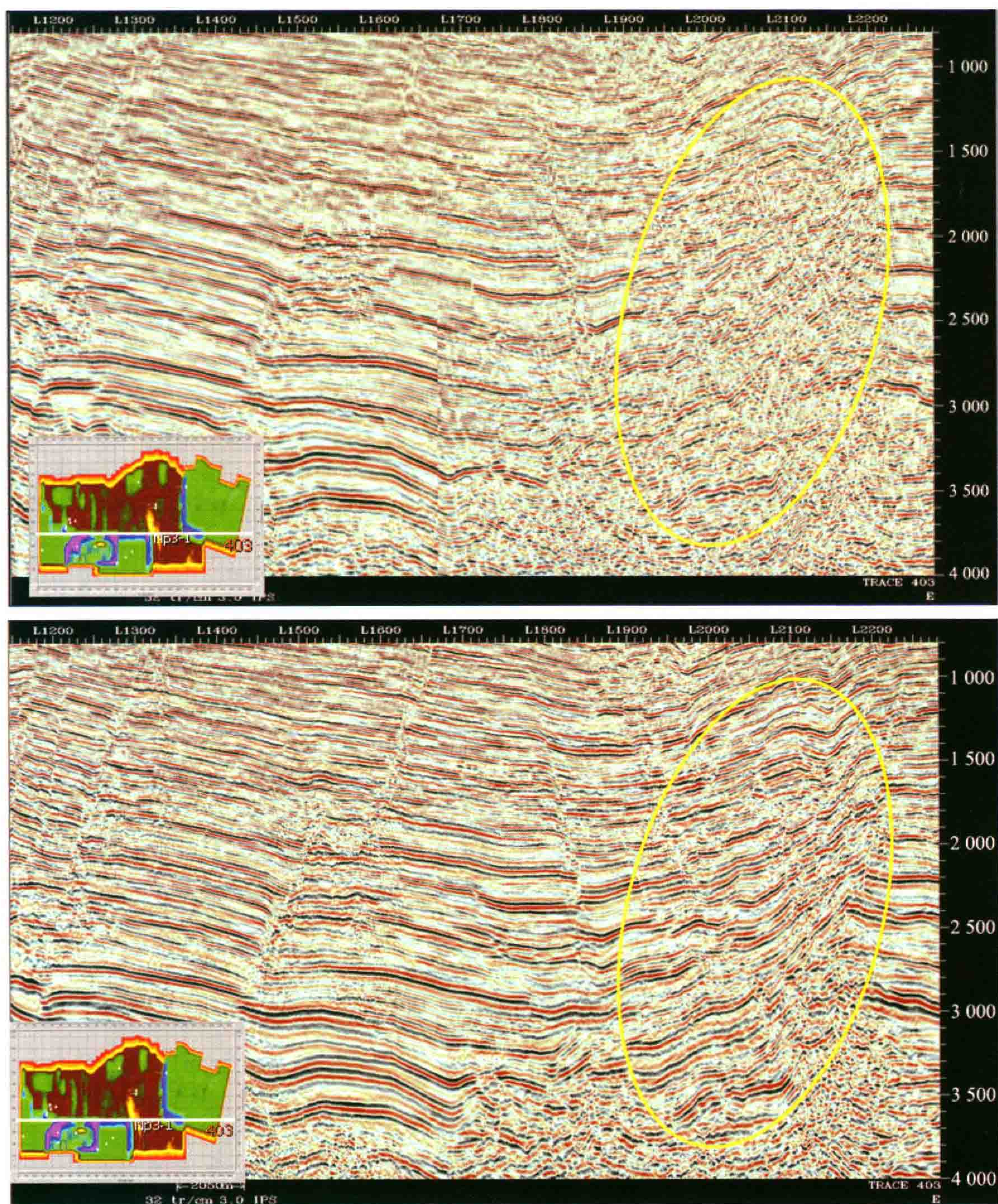


图 18　横向 403B 线叠后与叠前时间偏移剖面对比

图 14 与图 15 为叠后与叠前时间偏移后的时间切片对比，图 16～18 为叠后与叠前时间偏移的剖面对比，通过对比可看出剖面质量都明显获得了改善。

由于通过连片叠前时间偏移处理后使得地震资料获得了明显的改善，这种改进使得冀东与其附近滩海地区的勘探形势一片大好，图 19 与图 20 展示了这两地区目前的勘探形势。图 21 到图 29 展示了冀东与滩海地区的勘探成果，连片叠前时间偏移处理使我们成功地发现并落实了南堡油田。



图 19　冀东油田勘探形势



图 20　滩海地区勘探形势



图 21　冀东南堡油田勘探形势图



图 22　南堡一号构造

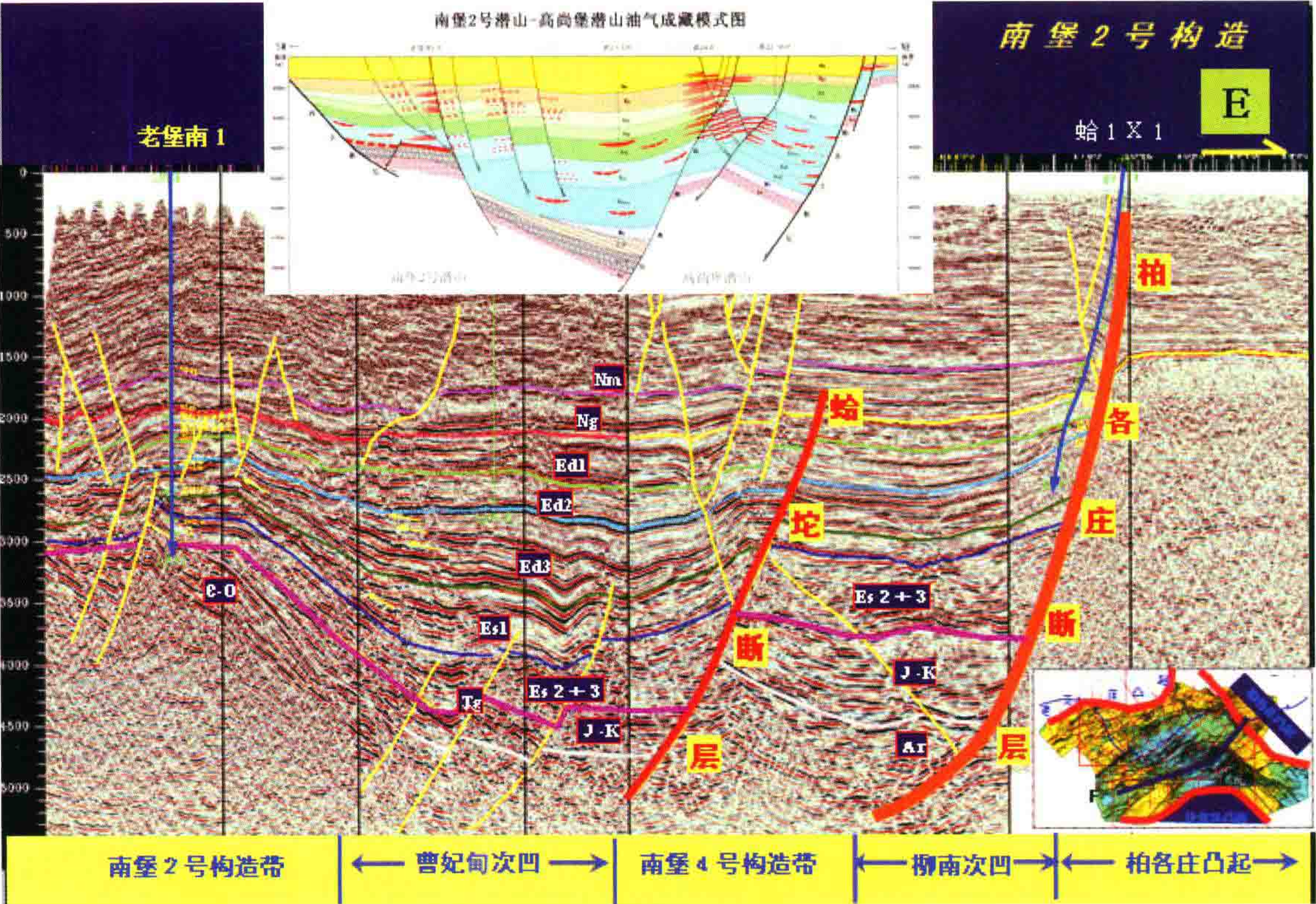


图 23 南堡 2 号构造(东西向)

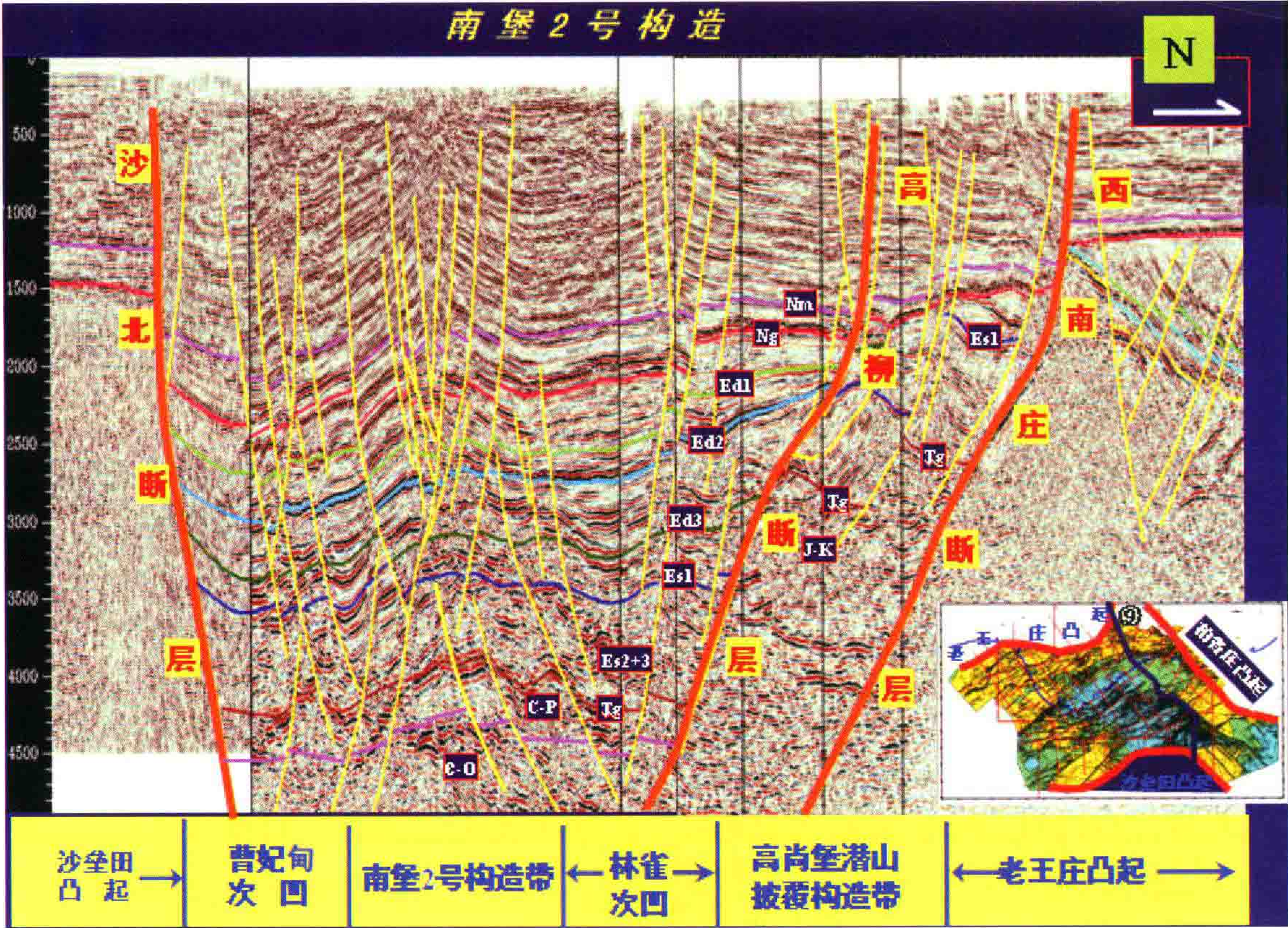


图 24 南堡 2 号构造(南北向)



图 25 滩海地区断层平面特征

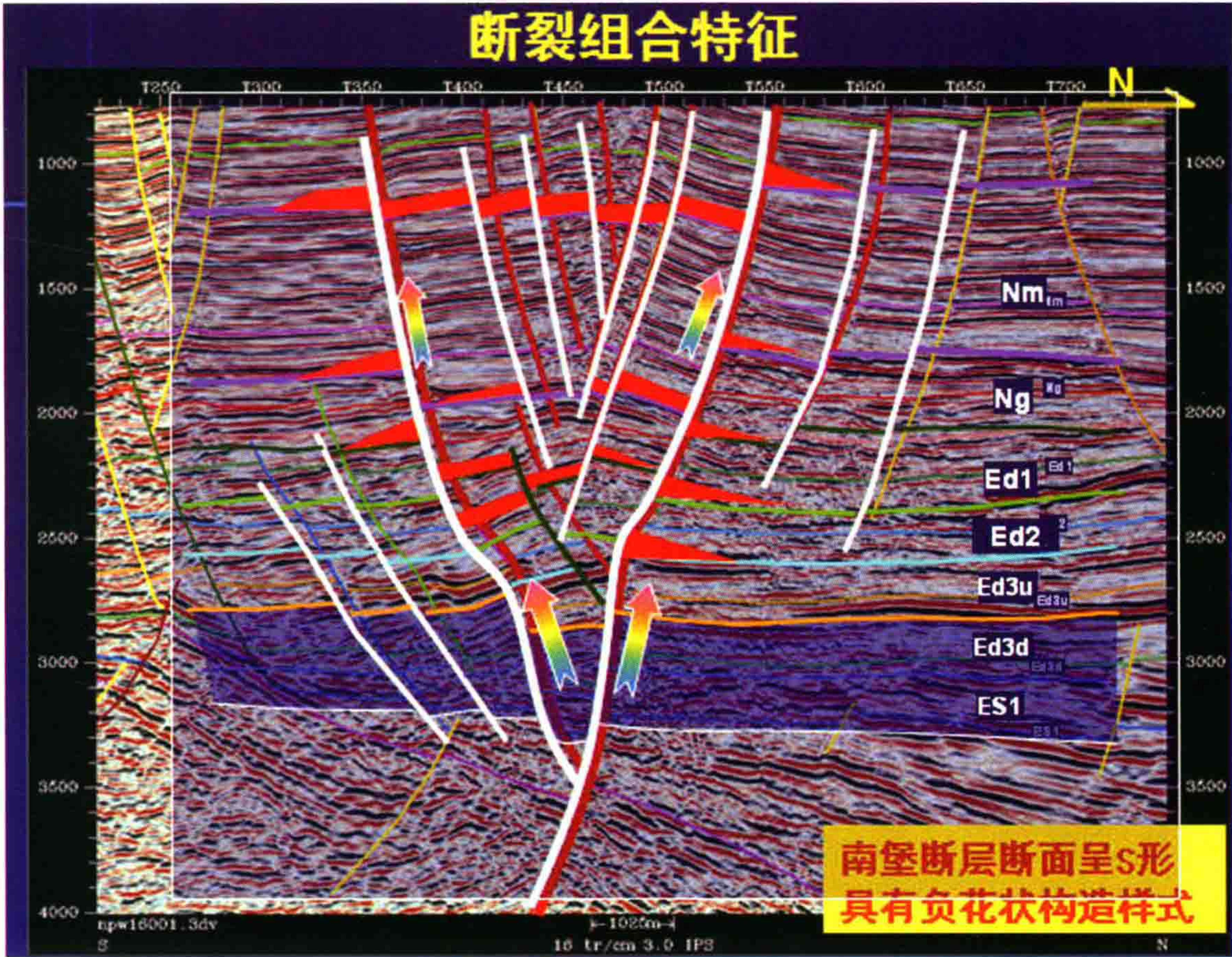


图 26 南堡断裂组合特征(1)

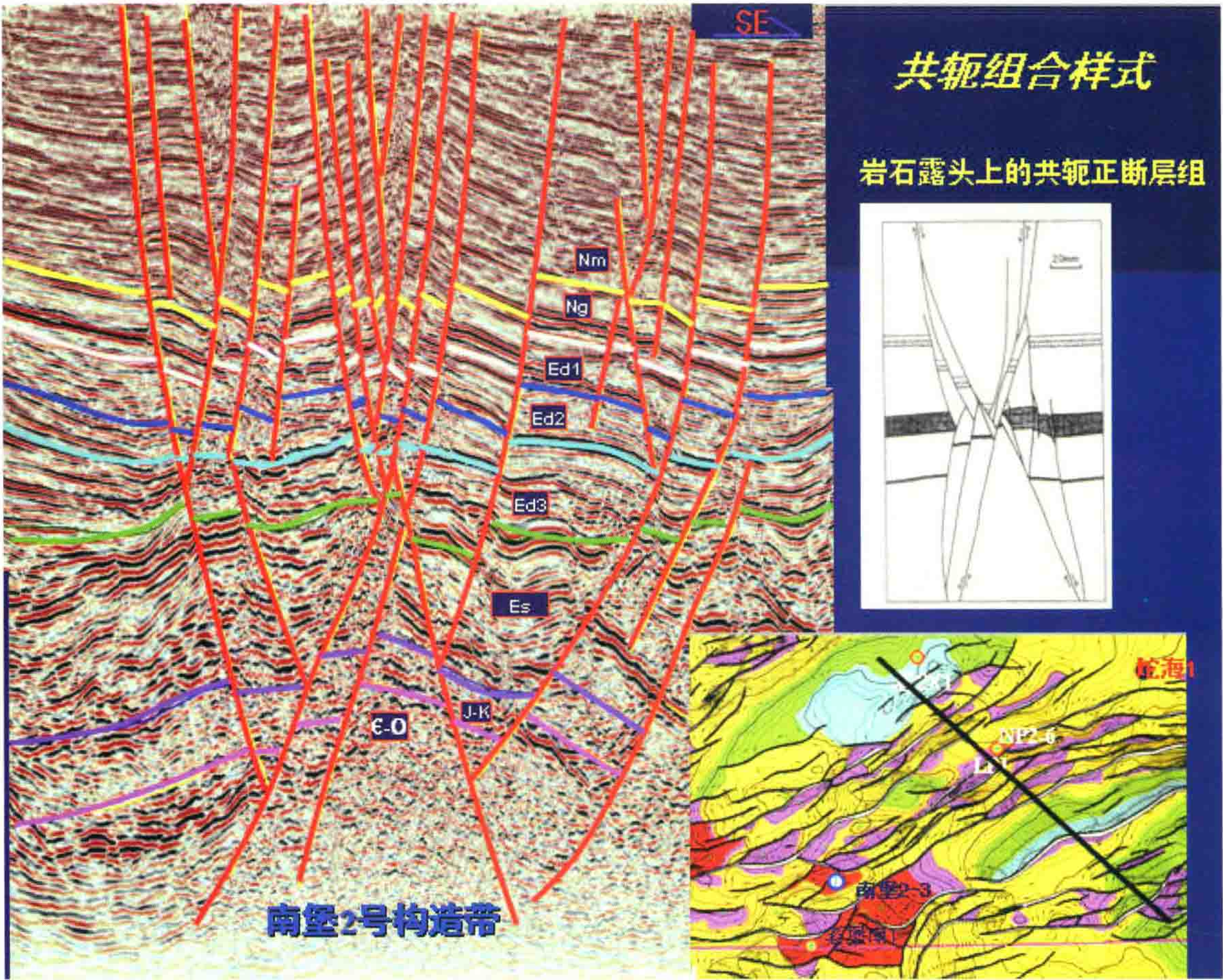


图 27 南堡断裂组合特征(2)

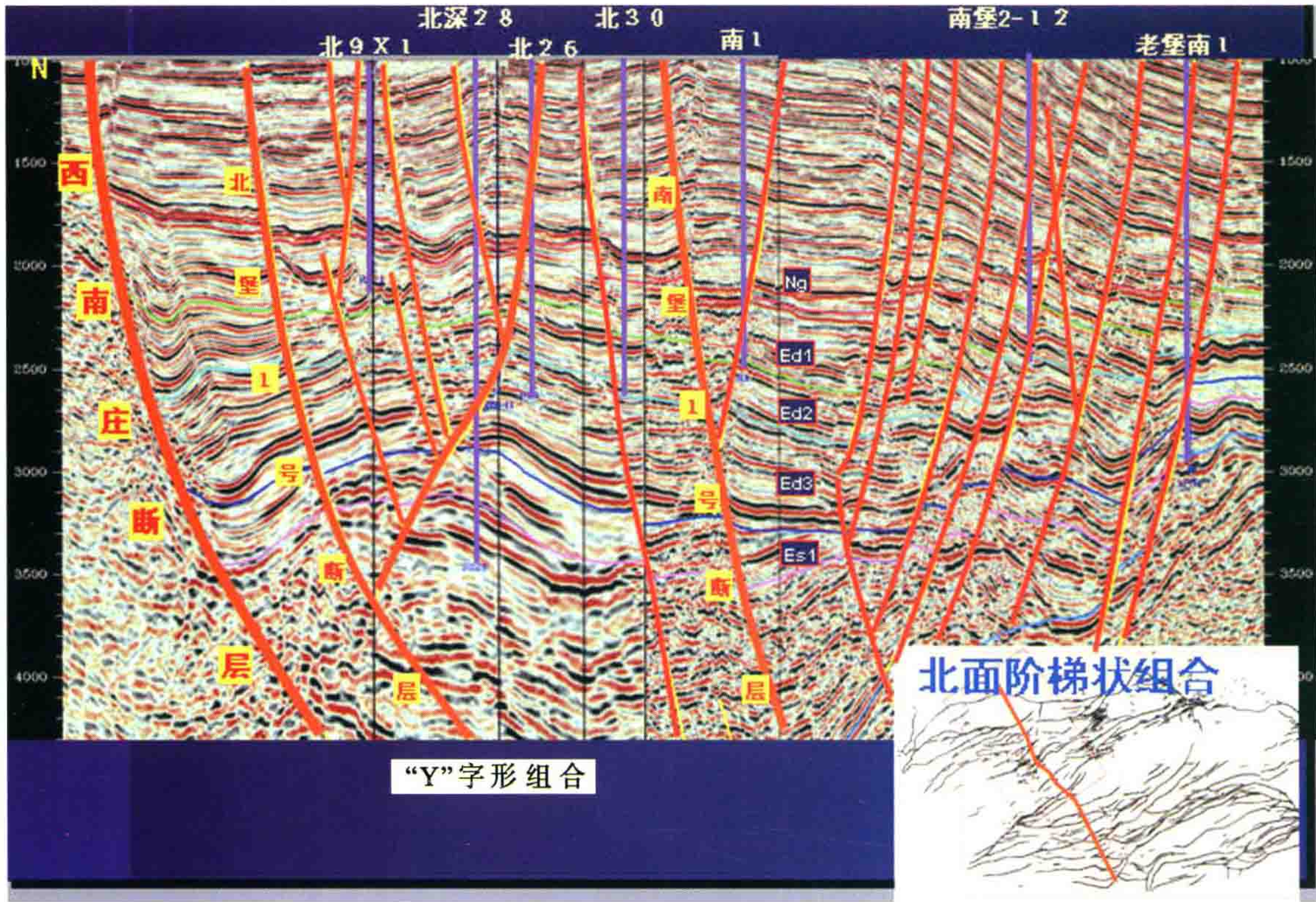


图 28 南堡断裂组合特征(3)

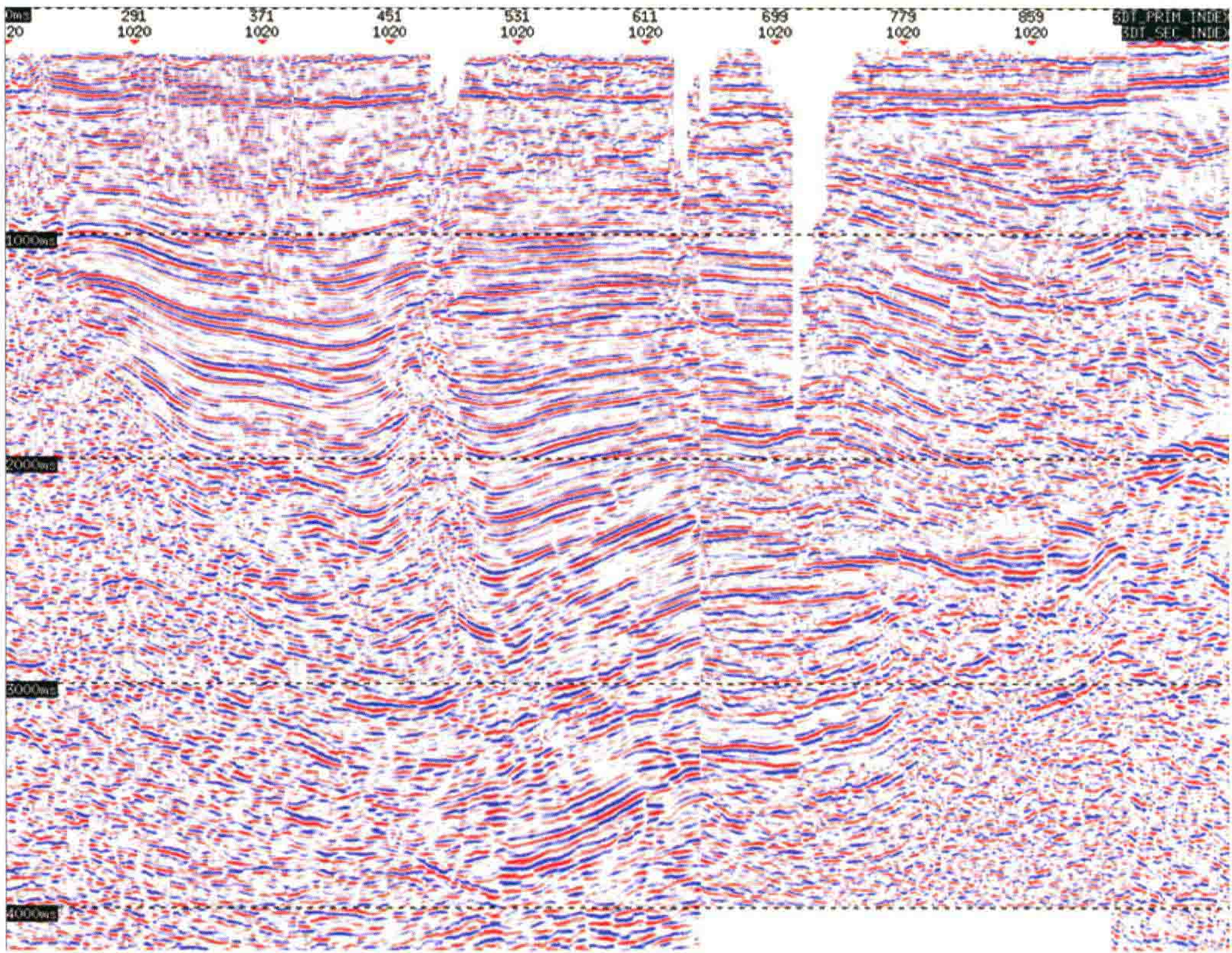
图 29　南堡油田区域构造特征

以上是冀东油田的例子，可以看到叠前时间偏移技术把三维勘探的成果推向了另一个高度。对油田的构造形态，断裂系统及含油气规律有了许多新的认识。这对今后的油田勘探开发有很重要的意义。

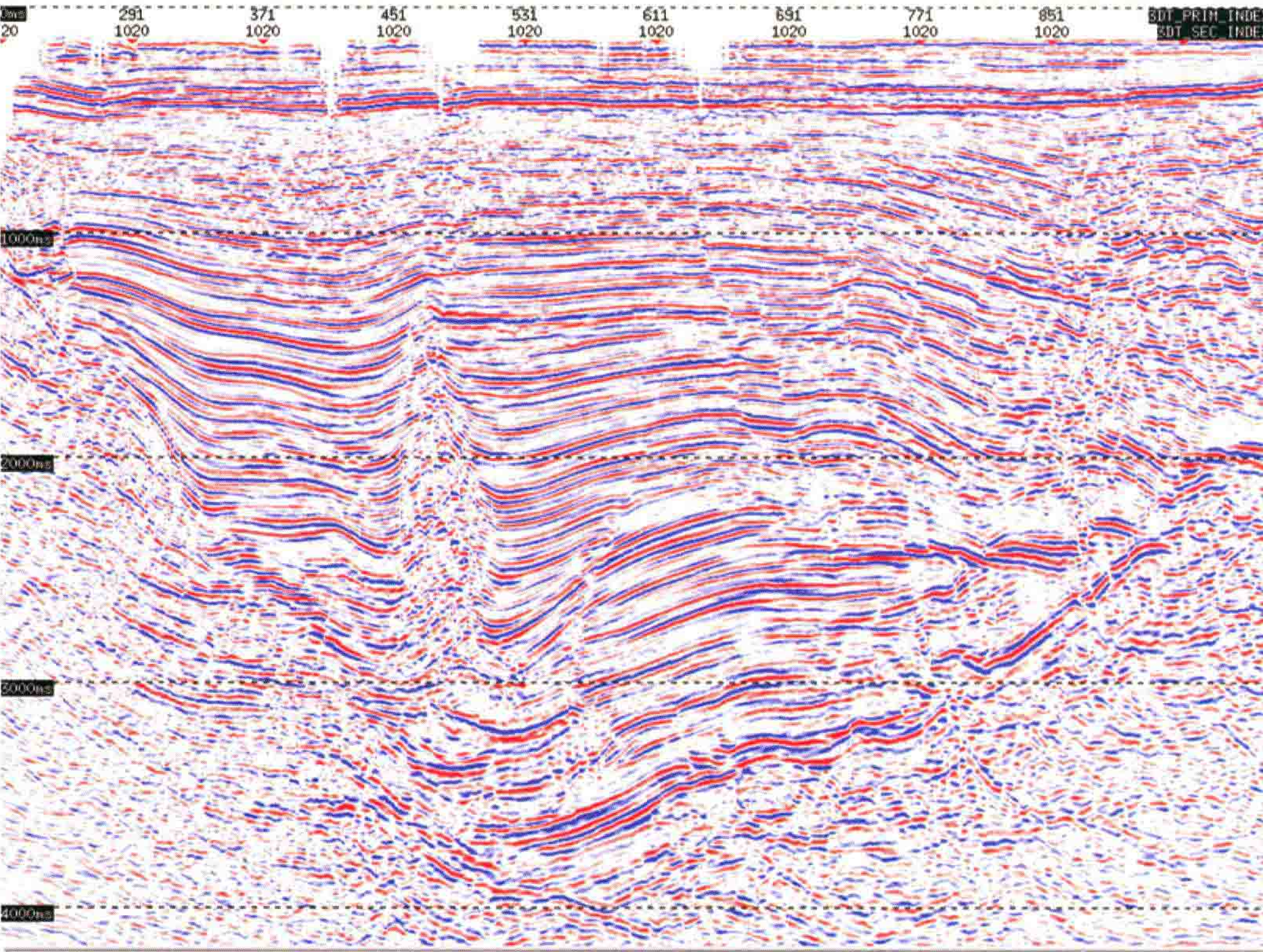
＊＊＊＊＊＊＊＊＊＊＊＊＊＊＊＊＊＊＊＊＊＊＊＊＊＊＊＊

下面介绍的第二个例子是辽河油田的大民屯油田。该油田也是含油极丰富的一个600平方千米小凹陷。多年来通过打了很多井，已经在下第三系及基底花岗岩里找到很多储量。

通过最近使用叠前时间偏移技术，使过去的三维地震资料在资料品质方面有了很大的提高。在沙四段层位中也取得了勘探的突破。



（a）叠后时间偏移剖面



（b）叠前时间偏移剖面

图 30　大民屯凹陷测线 CR1020B 叠后时间偏移剖面与叠前时间偏移剖面的对比

图 30 是测线 CR1020 老剖面与叠前时间偏移剖面的对比。经过叠前时间偏移处理以后，剖面成像质量得到极大提高，断裂系统清晰合理。

图 31 和图 32 是 1012 ms 处的叠后时间偏移与叠前时间偏移切片对比图，图 33 和图 34 是 1812 ms 处的叠后时间偏移与叠前时间偏移切片对比图。明显叠前时间偏移成像效果要优于叠后时间偏移。

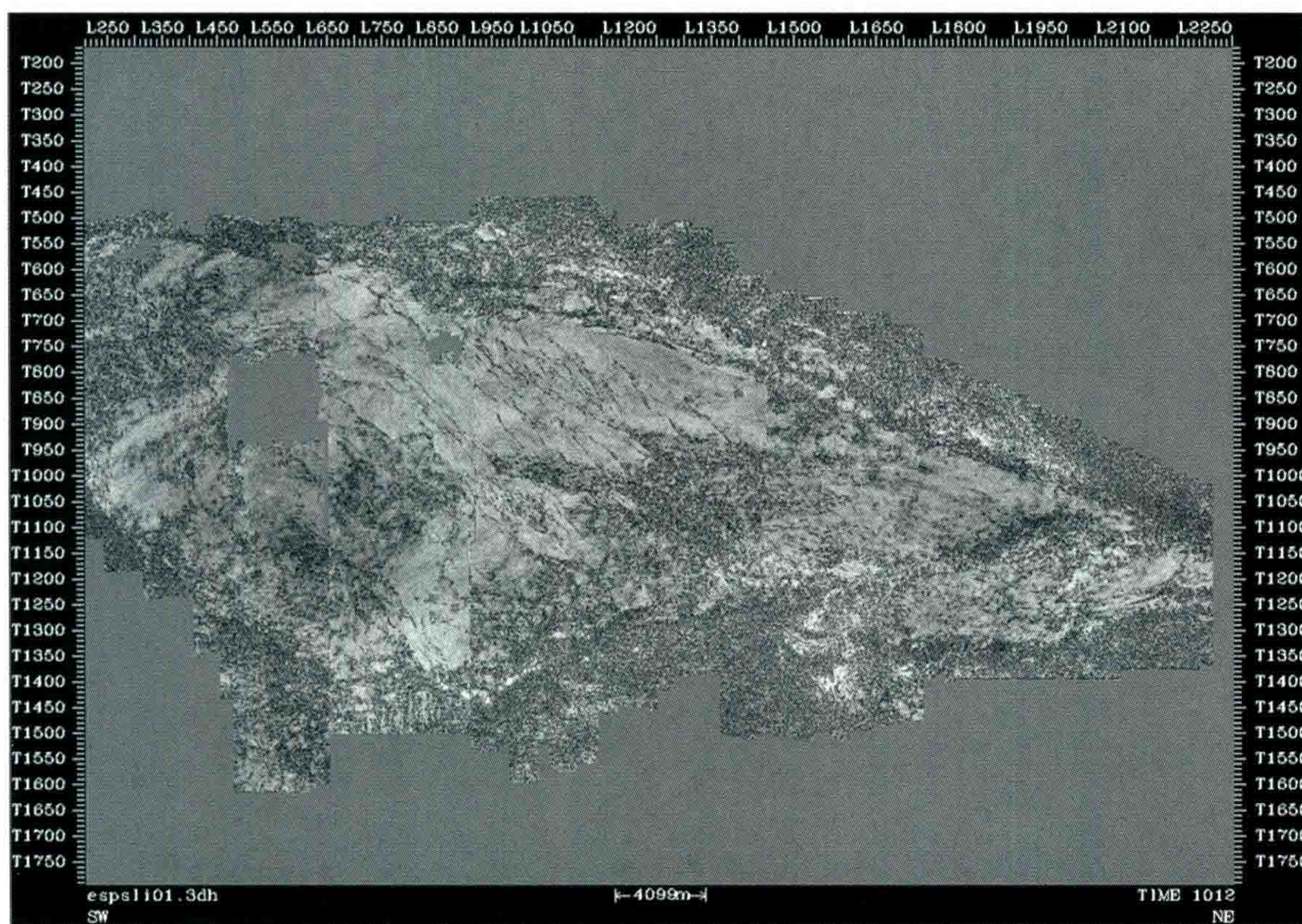


图 31　1012 ms 处叠后时间偏移切片

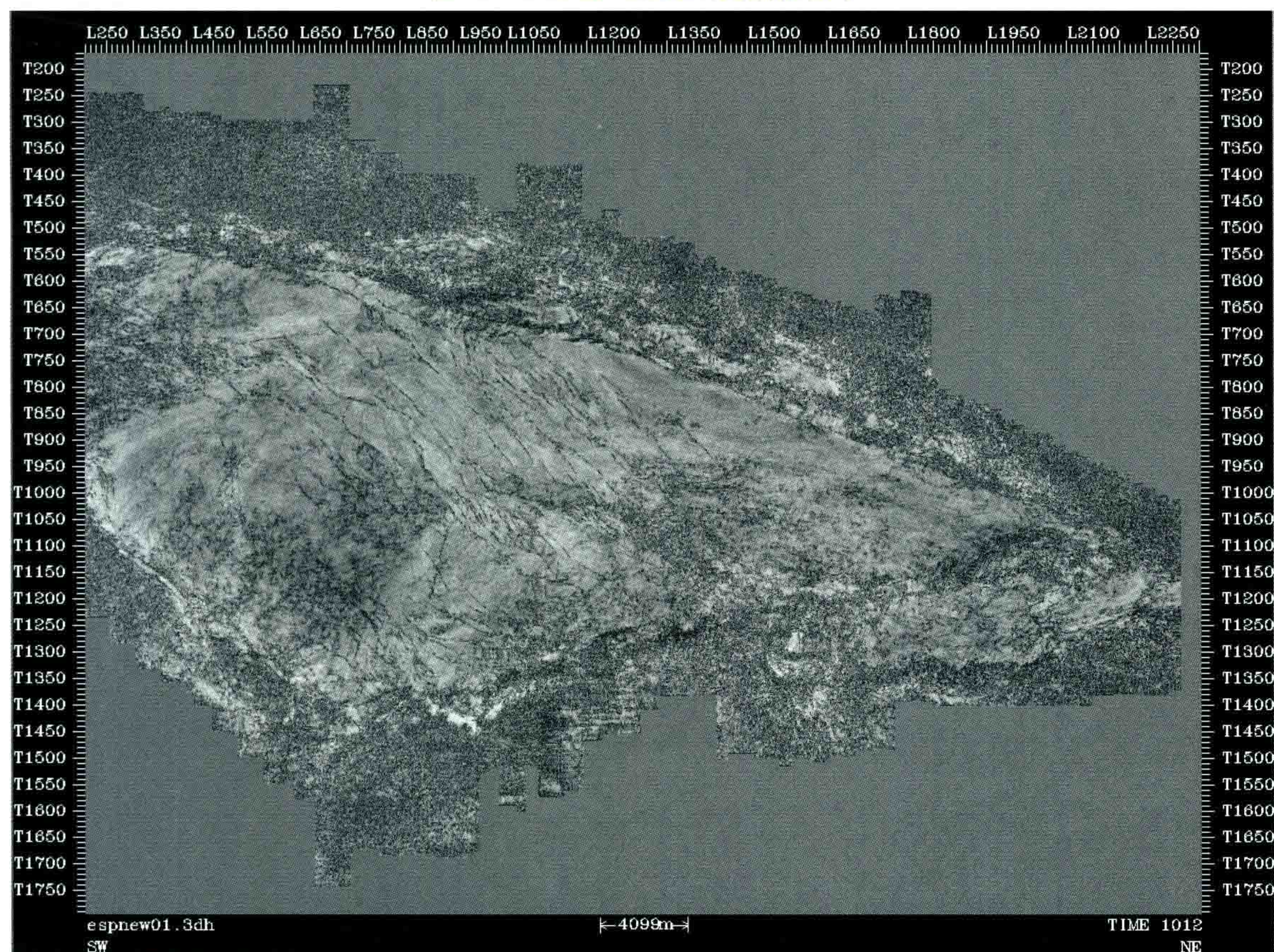


图 32　1012 ms 处叠前时间偏移切片

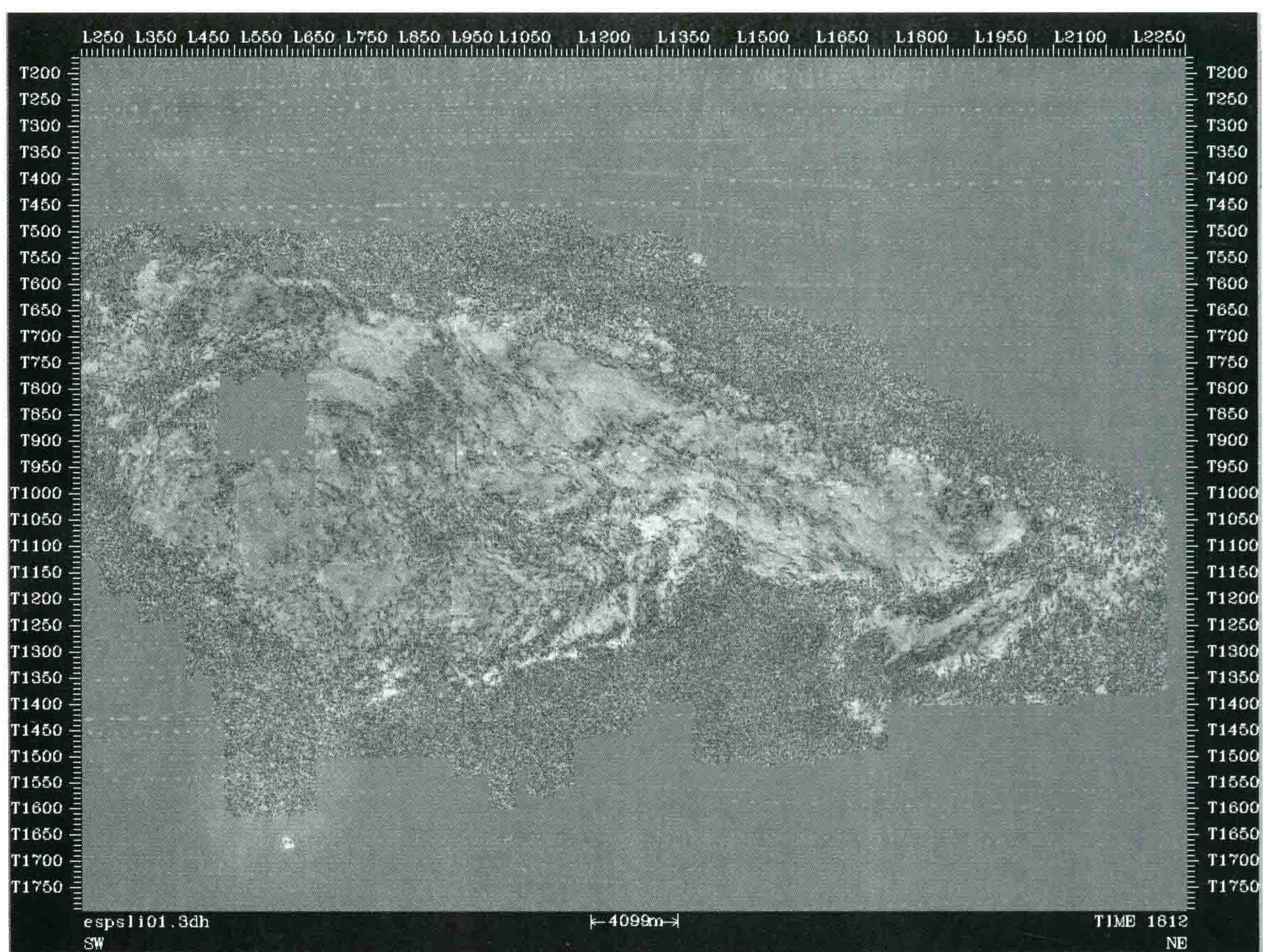


图 33 1812 ms 处叠后时间偏移切片

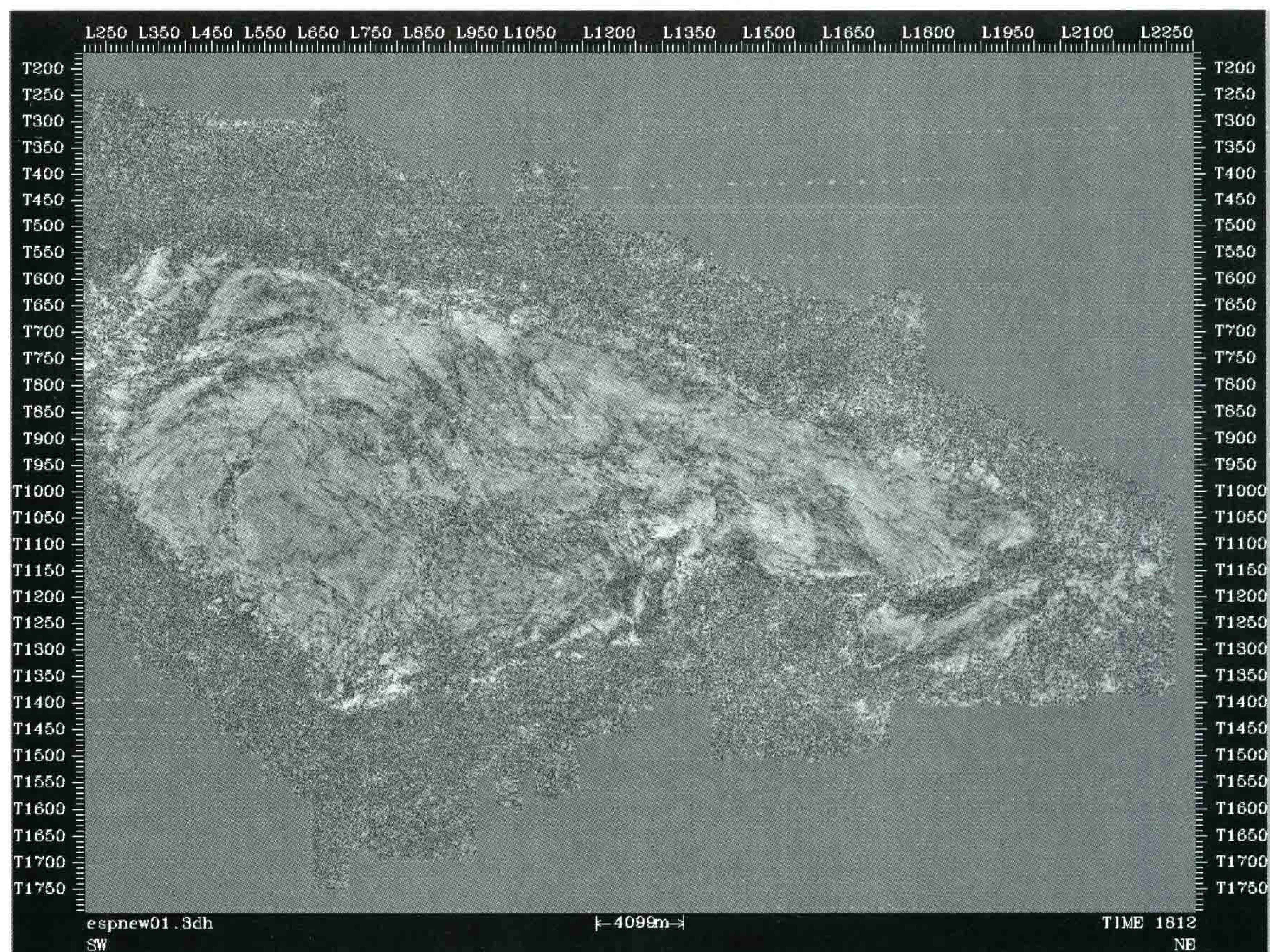


图 34 1812 ms 处叠前时间偏移切片

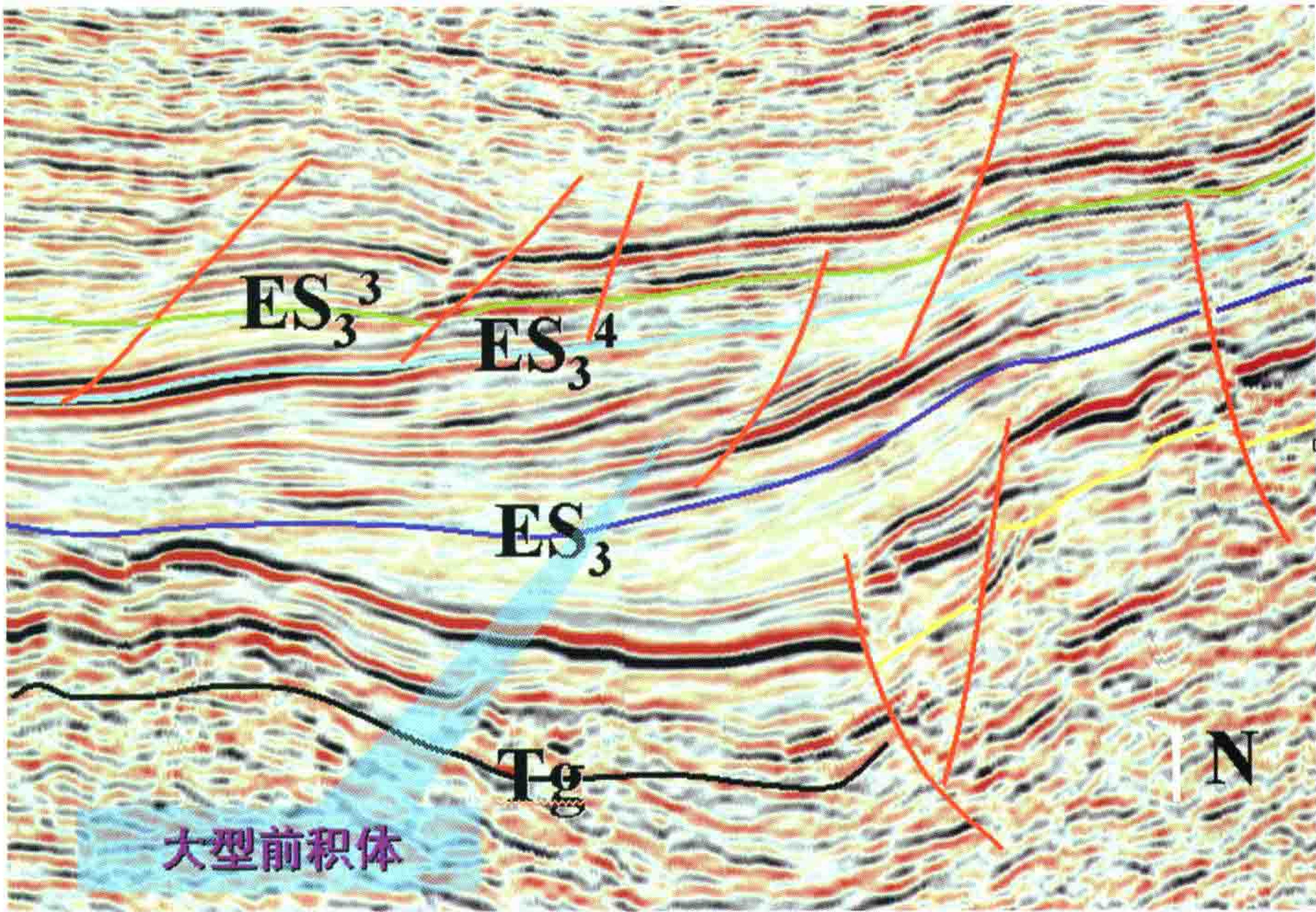


图 35 大民屯沙三段前积体

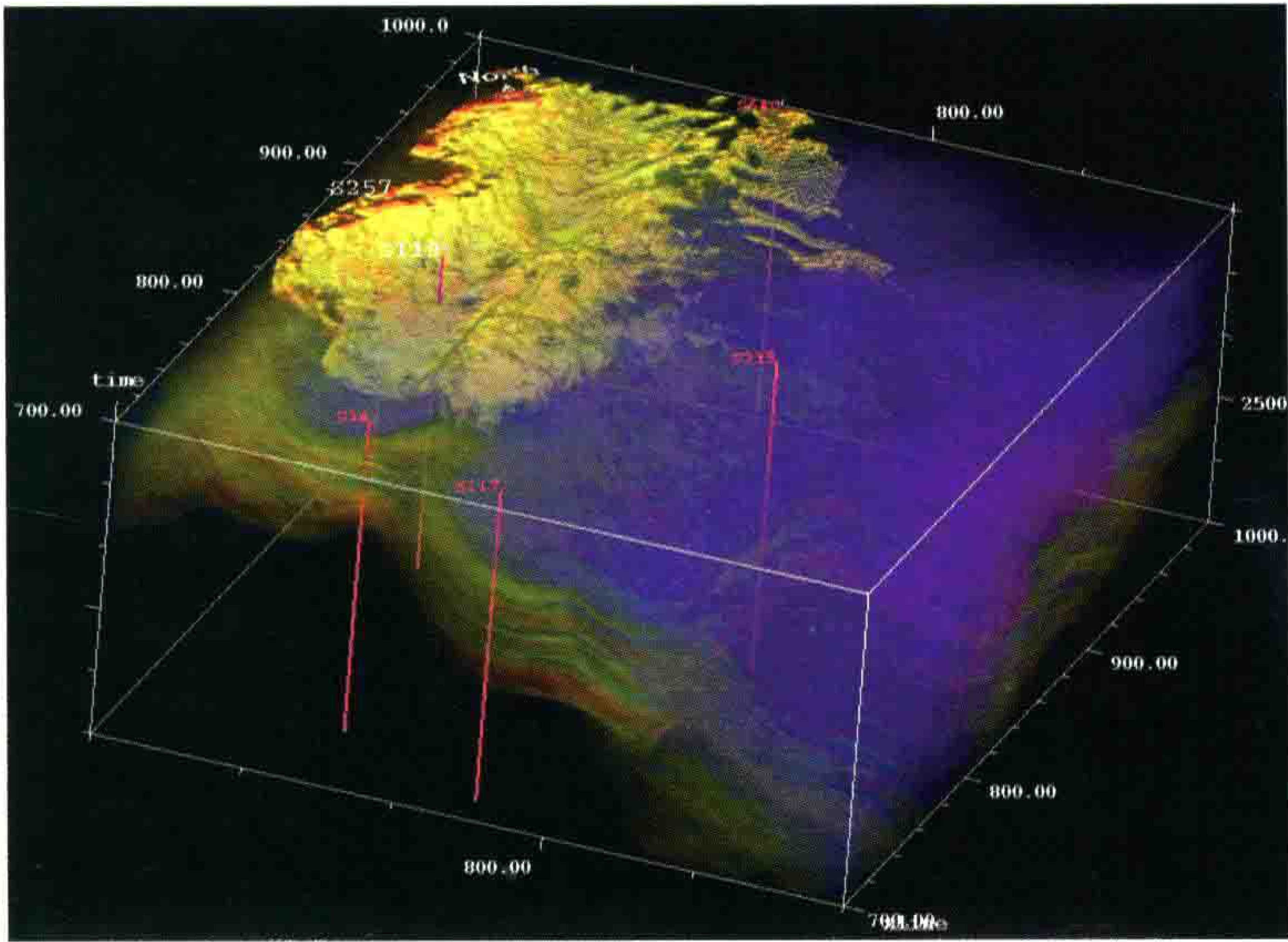


图 36 大民屯沙四段识别出的典型砂体 1

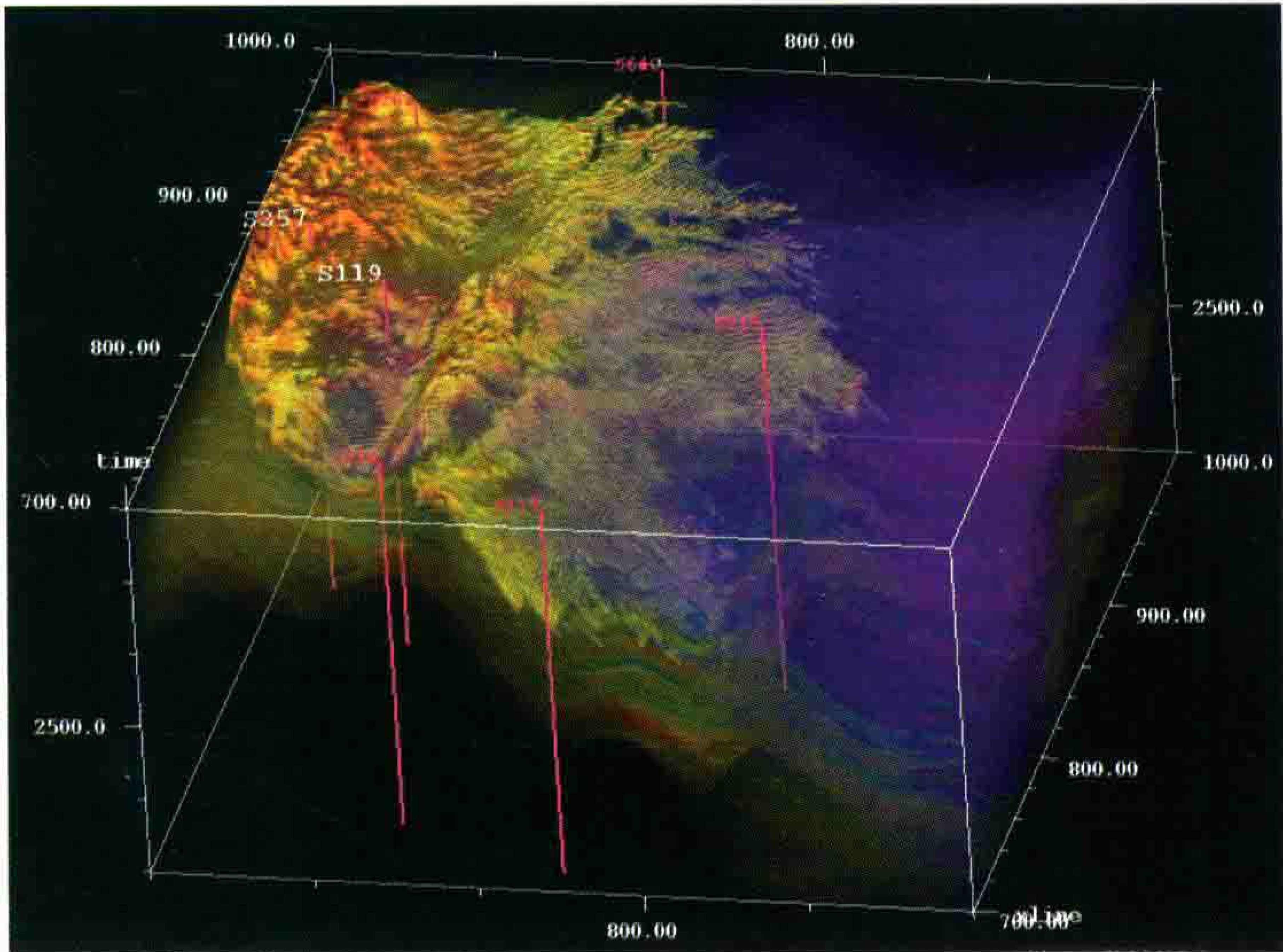


图 37 大民屯沙四段识别出的典型砂体 2

大民屯凹陷经过叠前时间偏移后，在叠前时间偏移剖面上，可以识别出沙三段中的大型前积体，在沙四段也识别出了两个典型的砂体，然后用种子点追踪雕刻了砂体的形态及延伸范围，进行了三维可视化。

图 35 所示的为发现的大民屯沙三段大型前积体。图 36 及图 37 所示的分别为大民屯凹陷经过叠前时间偏移后，在沙四段识别出的 2 个典型的砂体。

大民屯资料的地震切片显示如图 38～41 所示，大民屯地区南北长 30 km，东西宽 20 km，勘探面积约 600 km^2，显示勘探深度约 5000 m，地下数据网络密度为 25 m×25 m。

我们相信大民屯联片三维叠前时间偏移的作用今后还会进一步显示出来。

精密的“三维地震勘探技术”就能像“CT”一样对地下各断面做成像解剖，因而成为寻找石油的有力武器。

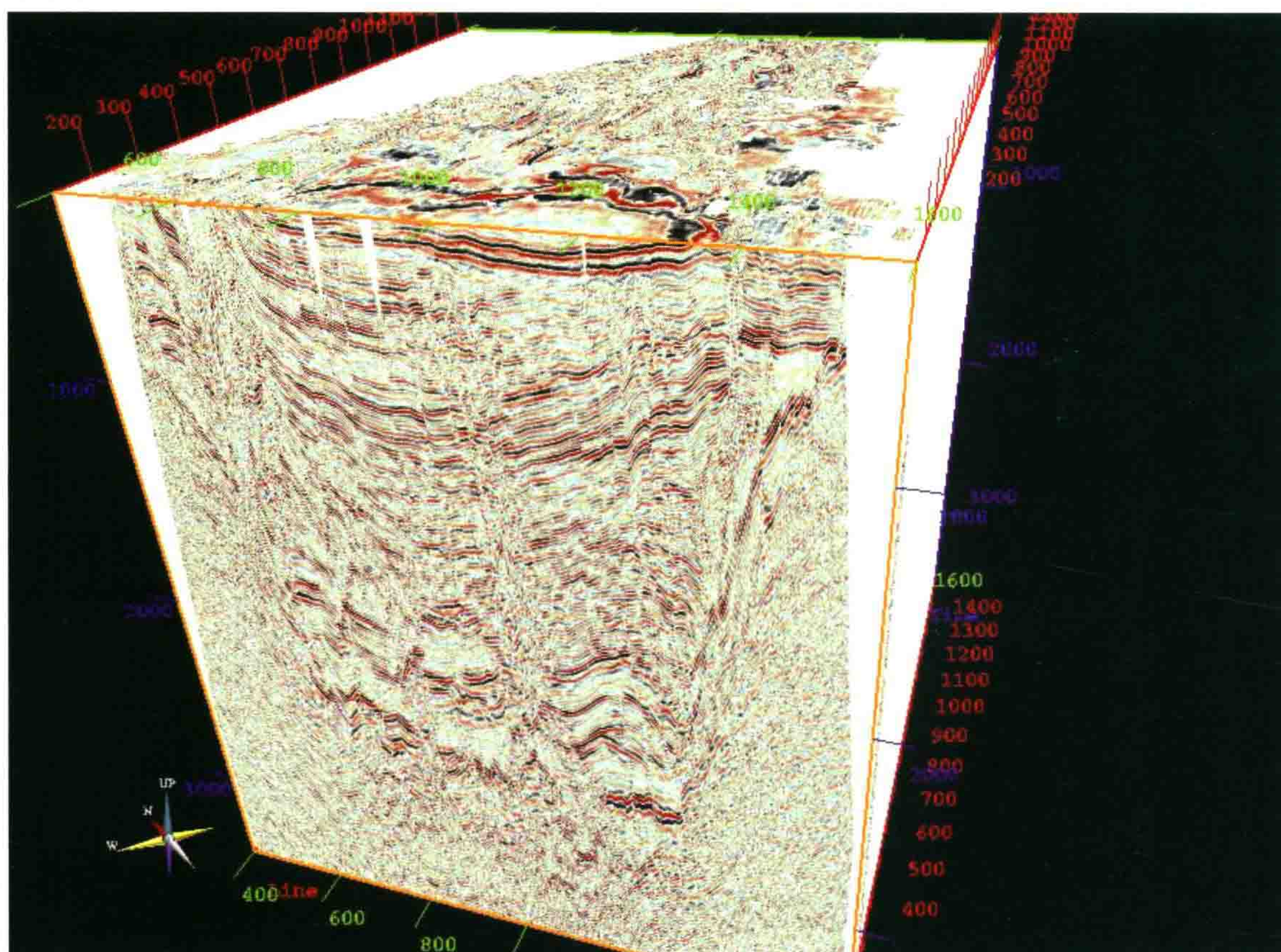


图 38　大民屯地区三维地震资料立体显示图(1)

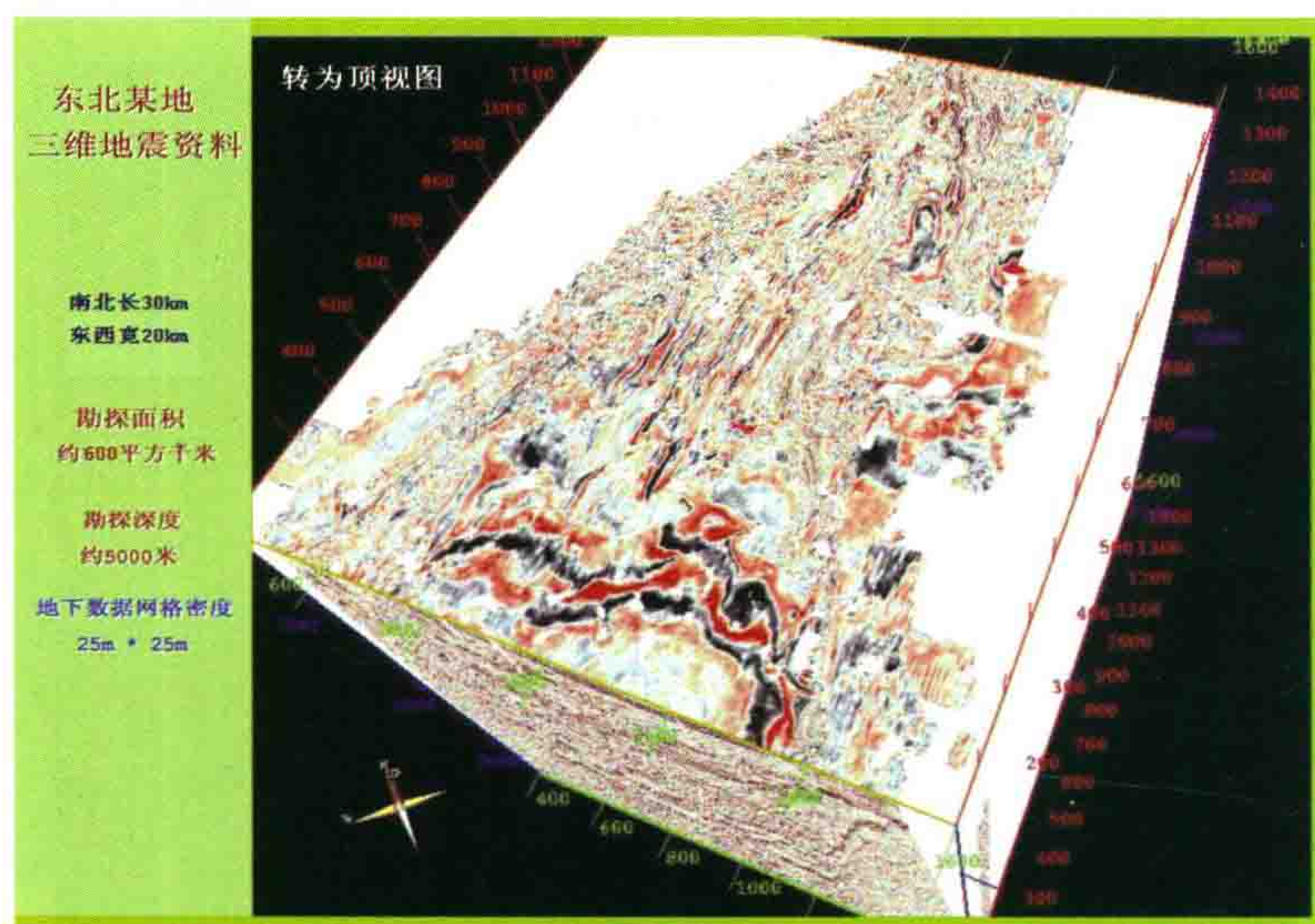


图 39　大民屯地区三维地震资料立体显示图(2)

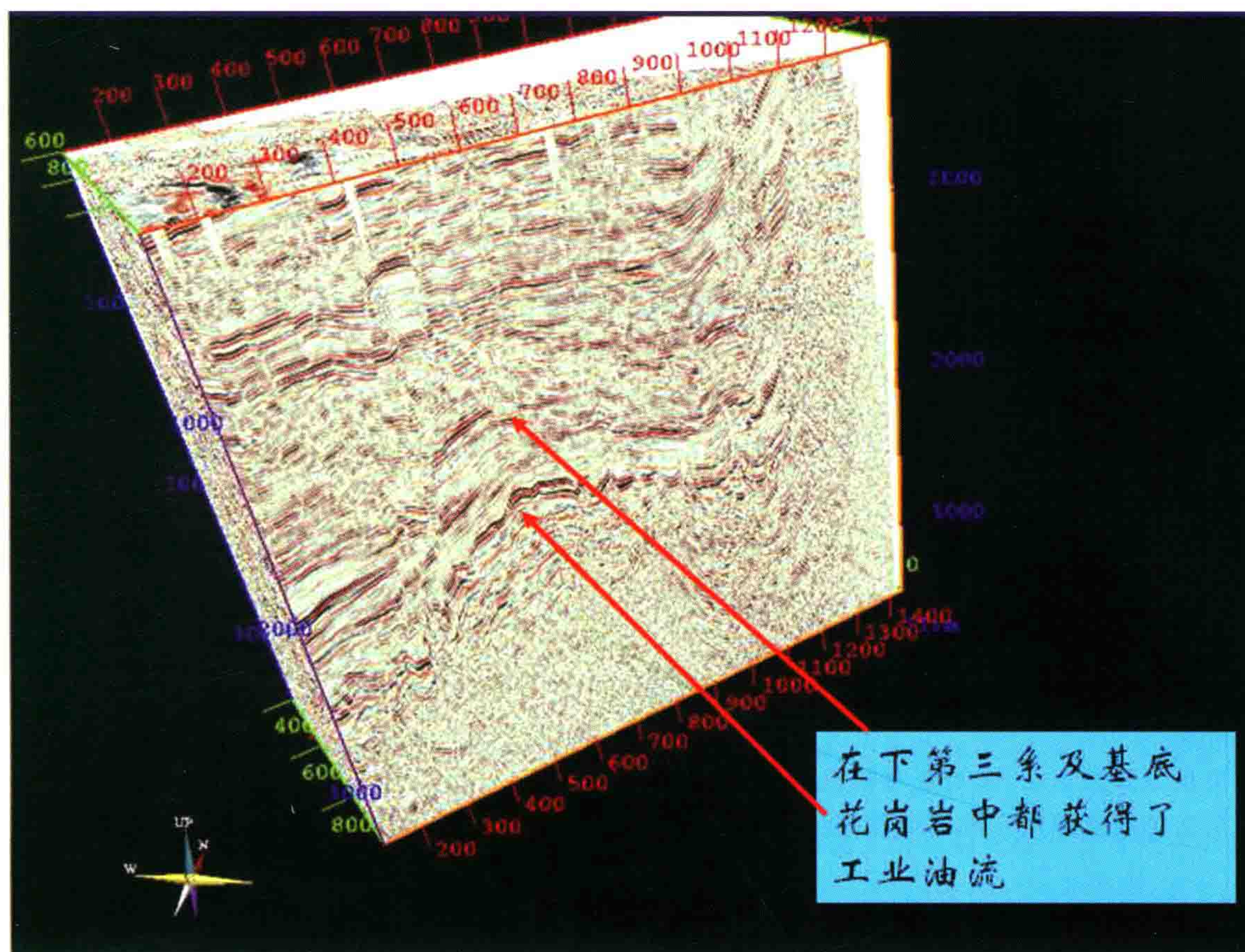


图 40 大民屯地区三维地震资料立体显示图(3)

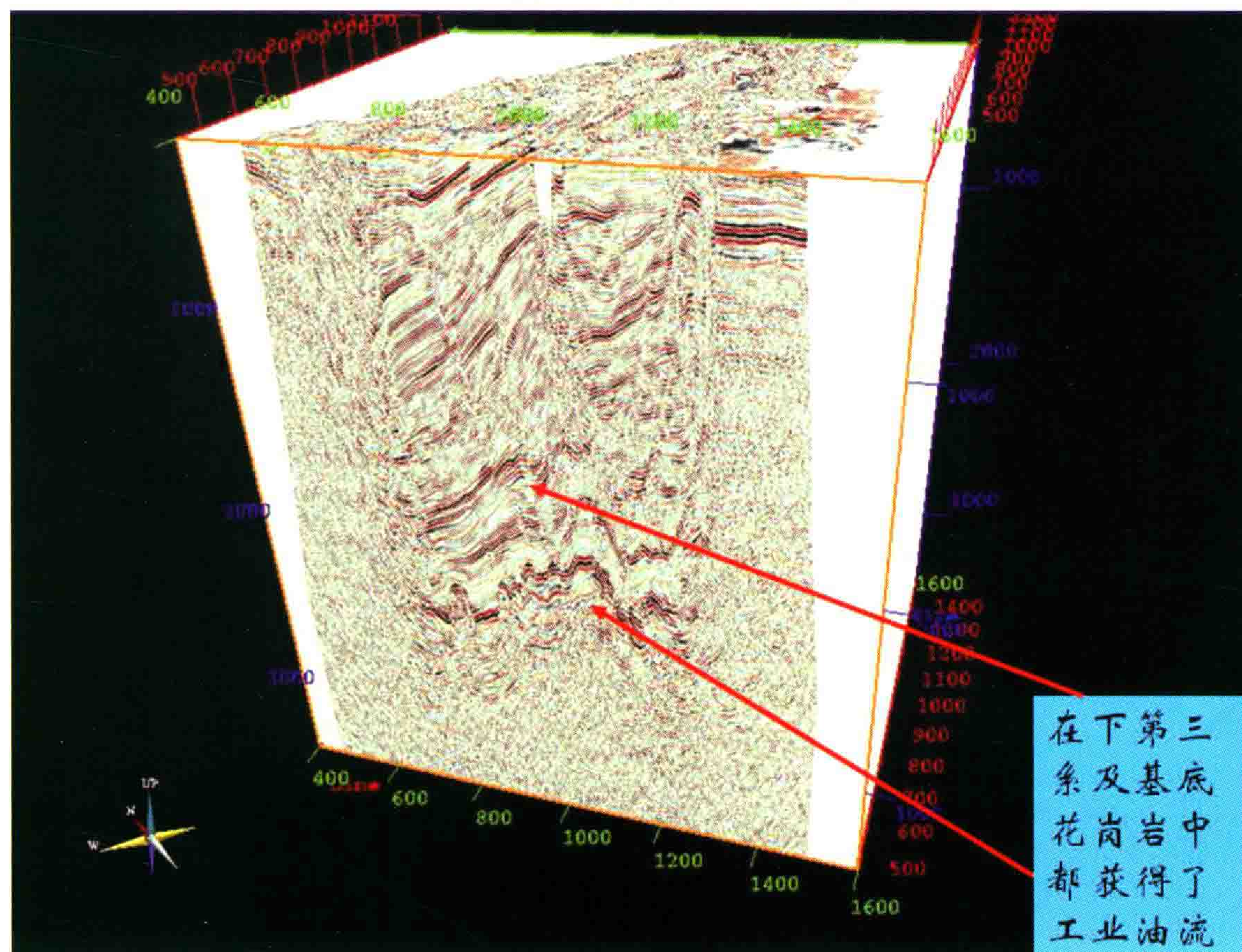


图 41 大民屯地区三维地震资料立体显示图(4)

五、关于叠前深度偏移技术

（关于叠前深度偏移技术另有文章专门叙述，这里只简单论述一下。）

我国物探人首先向国外学习的是“叠前深度偏移”技术，这种技术在墨西哥湾盐下勘探方面取得了很好的实效。

我们在塔里木盆地的克拉2气田的叠前深度偏移应用研究中也初步显示了它的优点，落实了构造闭合幅度及含气储量。

但是在盐构造变形剧烈，特别是地表是山地，地震资料信噪比又很低的地区，目前遇到了不少问题。

我们意识到在我国西部地区要做好叠前深度偏移还需做出很大的努力，它比美国墨西哥湾盐下勘探方面还要难得多。

最典型的例子是2003年塔里木盆地却勒塔克地区连续三口六千米深井落了空。说明地震勘探不能再停留在对“时间域”剖面的认识上了，今后必须在“深度域”来研究问题。

“叠前深度偏移”技术十分重要。

油气田的发现依靠地质认识的提高，地质认识的提高依靠物探资料的改进，物探资料的改进呼唤物探技术的进步。

在地震成像技术上，我们还有很长的道路需要继续走！

我国西部地区需要及早攻克叠前深度偏移技术！

文章编号 213

塔里木却勒地区叠前深度偏移中的问题探讨



2002 年塔里木的勘探工作遇到了却勒塔克地区三口深井落空。

这使我们认识到：地震勘探不能再停留在对"时间域"的剖面的认识上了，在这些速度场变化很大的地区，今后必须在"深度域"来研究问题。

虽然叠前深度偏移技术在美国墨西哥湾取得了突破，但是我国西部某些地区的速度场比墨西哥湾要复杂得多，需要较长期的技术攻关。

我在 2003 年塔里木勘探座谈会上做了这个发言，提出了叠前深度偏移技术攻关方面的建议。

一、塔里木盆地却勒塔克三口深井落空

去年塔里木盆地的勘探工作又遇到了新的情况：却勒塔克三口深井落空（QL6 井，QL4 井，QS1 井）。这次失利应该引起我们高度重视。

它说明地震勘探不能再停留在对"时间域"的剖面的认识上了，今后必须在"深度域"来研究问题。

"叠前深度偏移"已经是燃眉之急了。

却勒塔克在塔里木盆地的西北角，在阿克苏地域内，图 1 表明了却勒地区的地表特征，从地表特征可以看出，却勒地区地震地质条件是十分复杂的，山区地形高差达 100 多米。2001 年作了三维地震。

此处主要产油层是白垩系顶部砂层，深度在 6500 m 左右，为老第三系的岩盐层所覆盖。盐层底部的强反射称 T_8（参看图 3 剖面图），它的形态决定了产油层的起伏，所以搞清 T_8 层的构造就是关键。

2002 年初，QL1 井出油后，根据 T_8 反射层的时间域 T_0 构造图（图 2）发现有很大一个构造高点，T_8 新老等 T_0 图多次成图，T_0 构造高点始终存在。因此在 QL1 井出油得手后，就按照 T_0 图部署了 QL6 井，结果落空了。在图 2 所示的 T_0 构造图上，QL6 井 T_8 反射层要比 QL1 井 T_8 高 86 ms，但实钻表明，在白垩系目的层位处，QL6 井比 QL1 井反而低 69 m！打了一口空井。

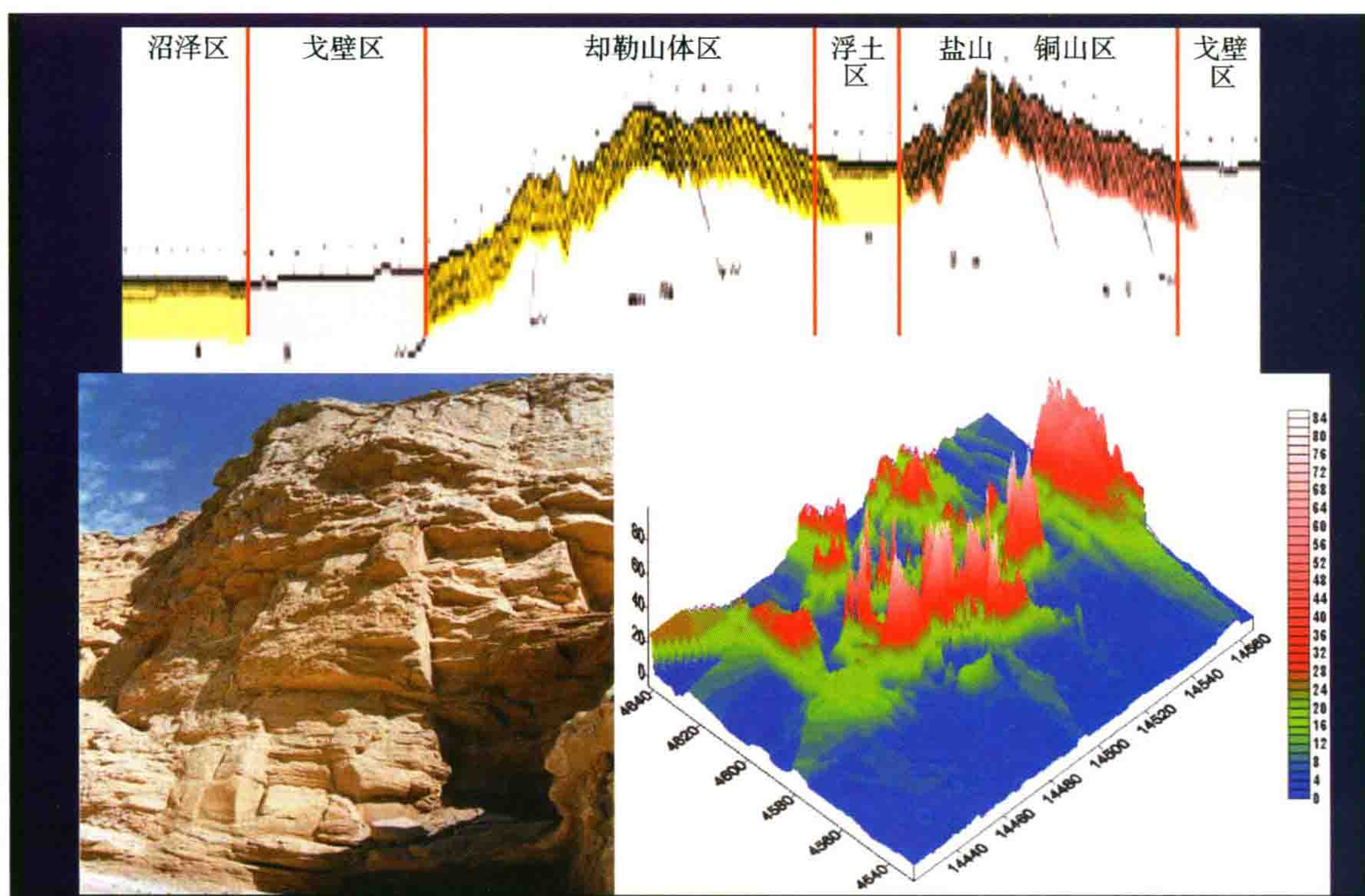


图 1　却勒地区地表特征

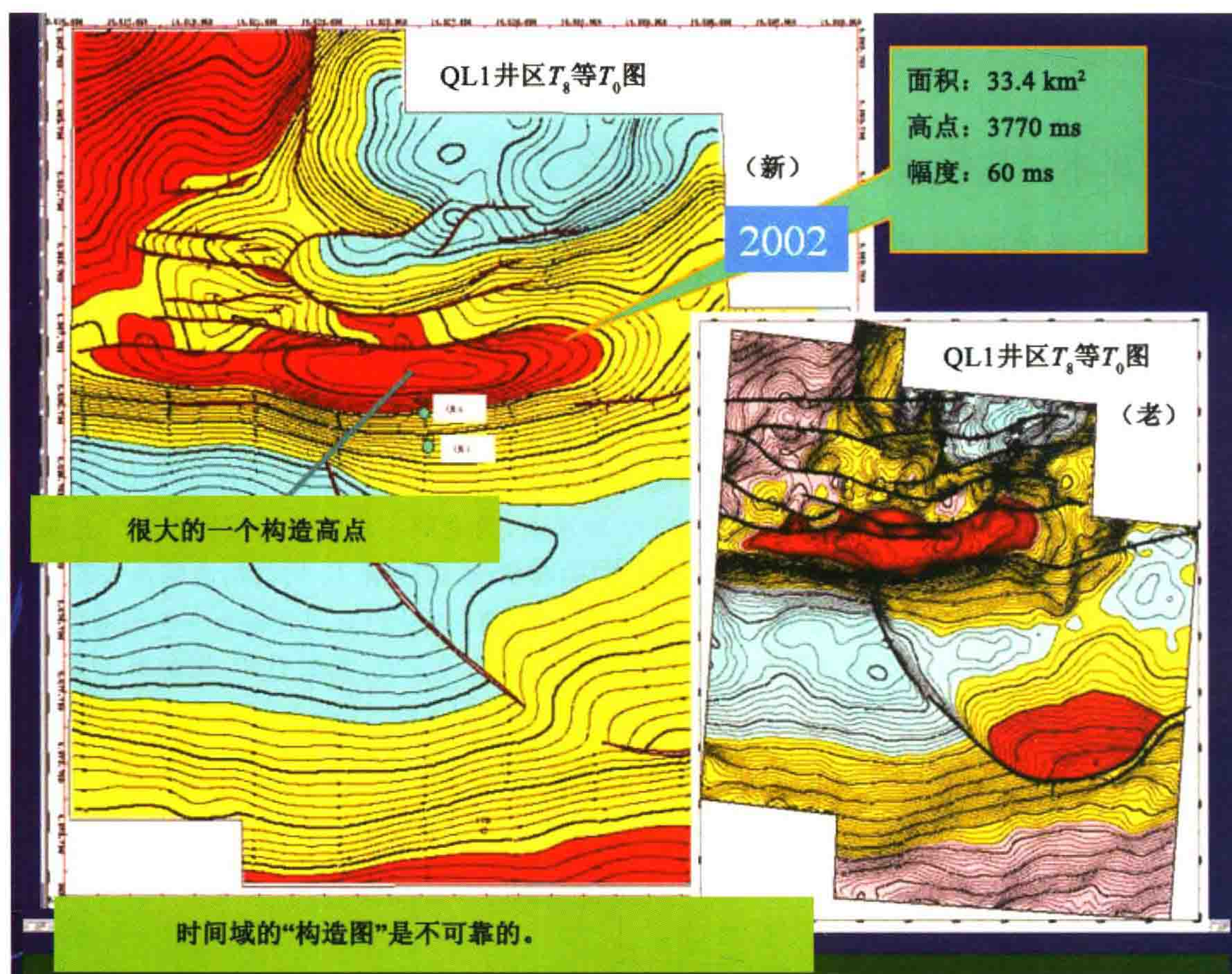


图 2　却勒地区 T_8 新老等 T_0 图

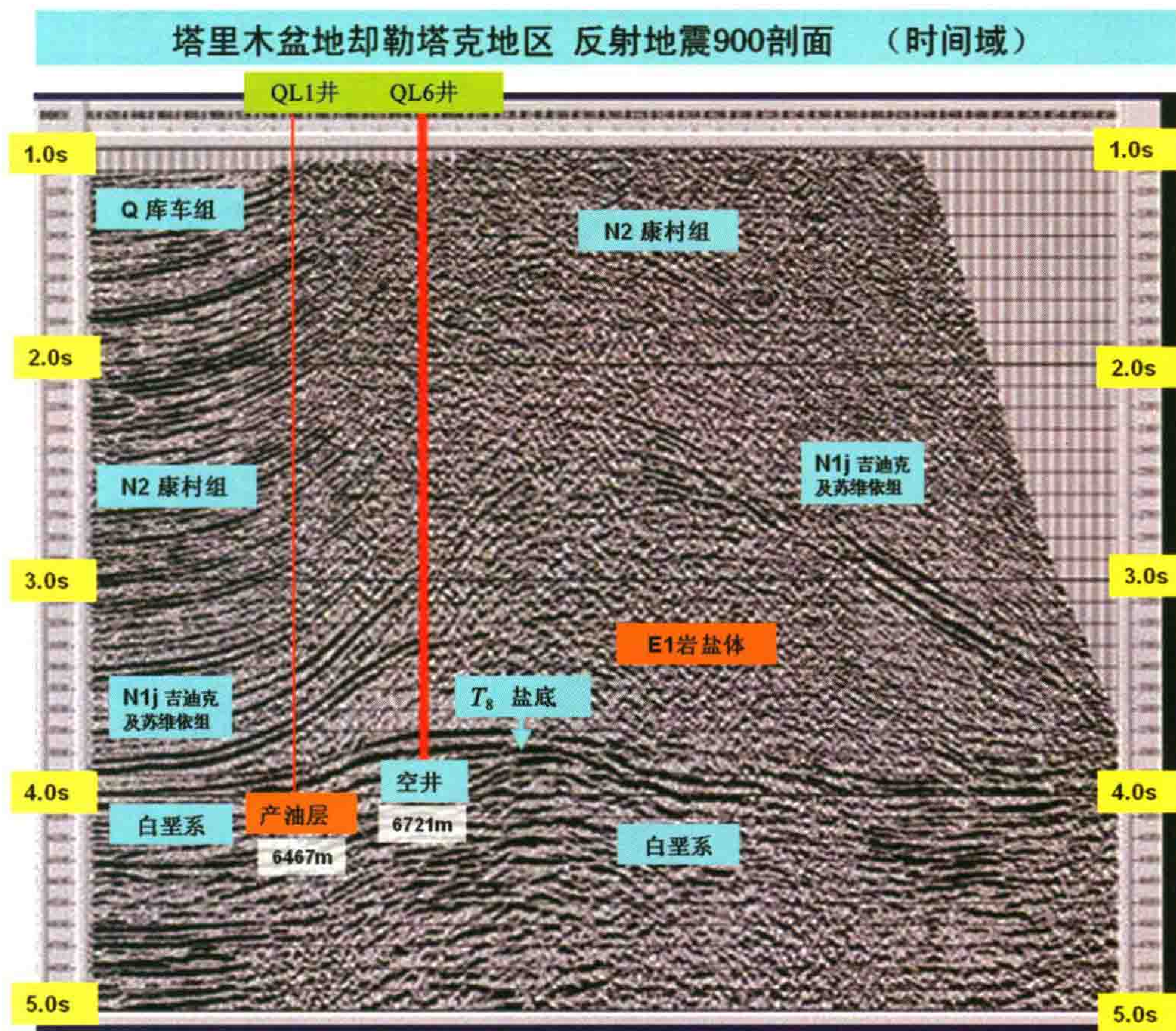


图 3　QL6 井在时间域地震剖面上的位置

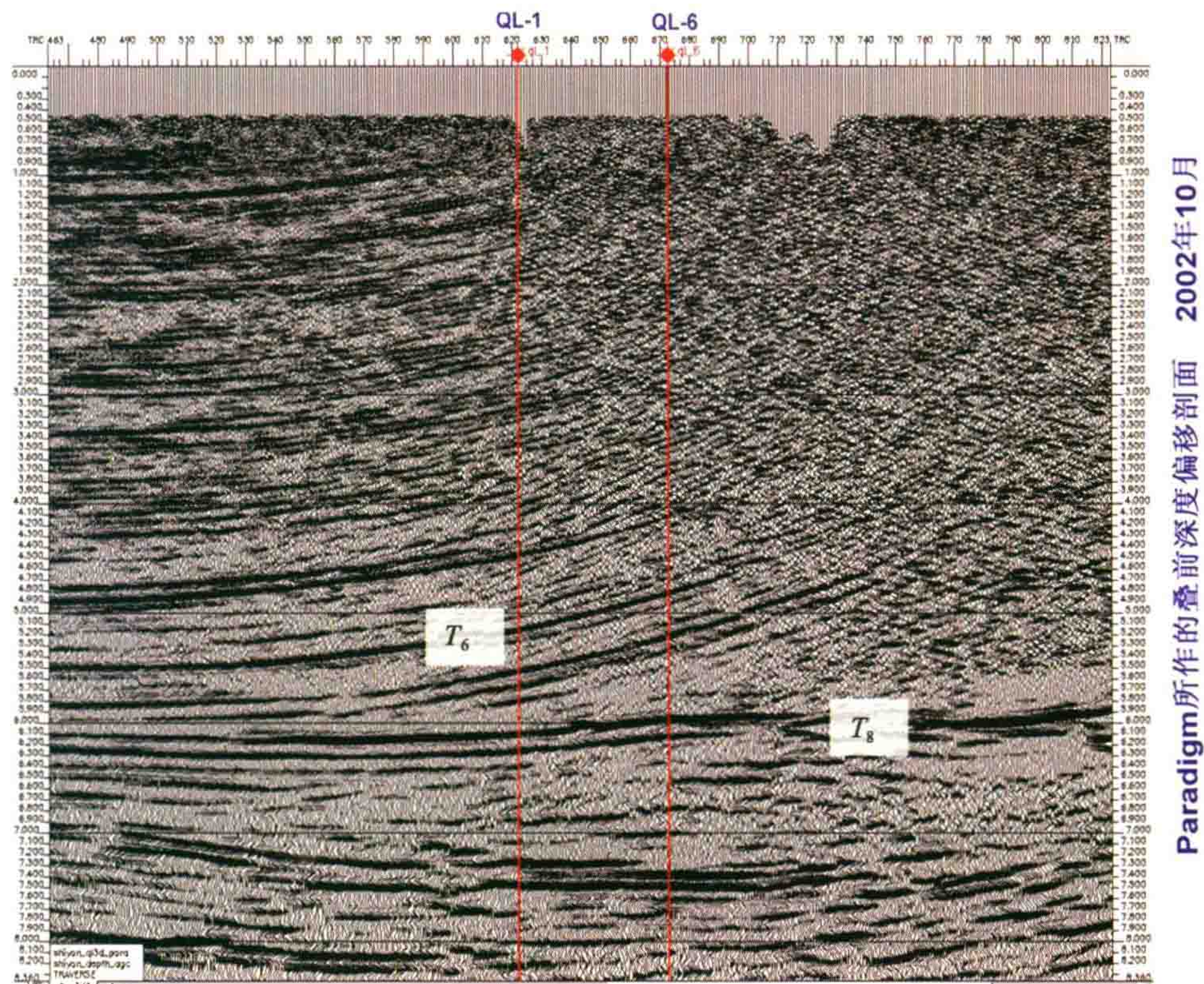


图 4　过 QL1 井与 QL6 井的早期叠前深度偏移剖面

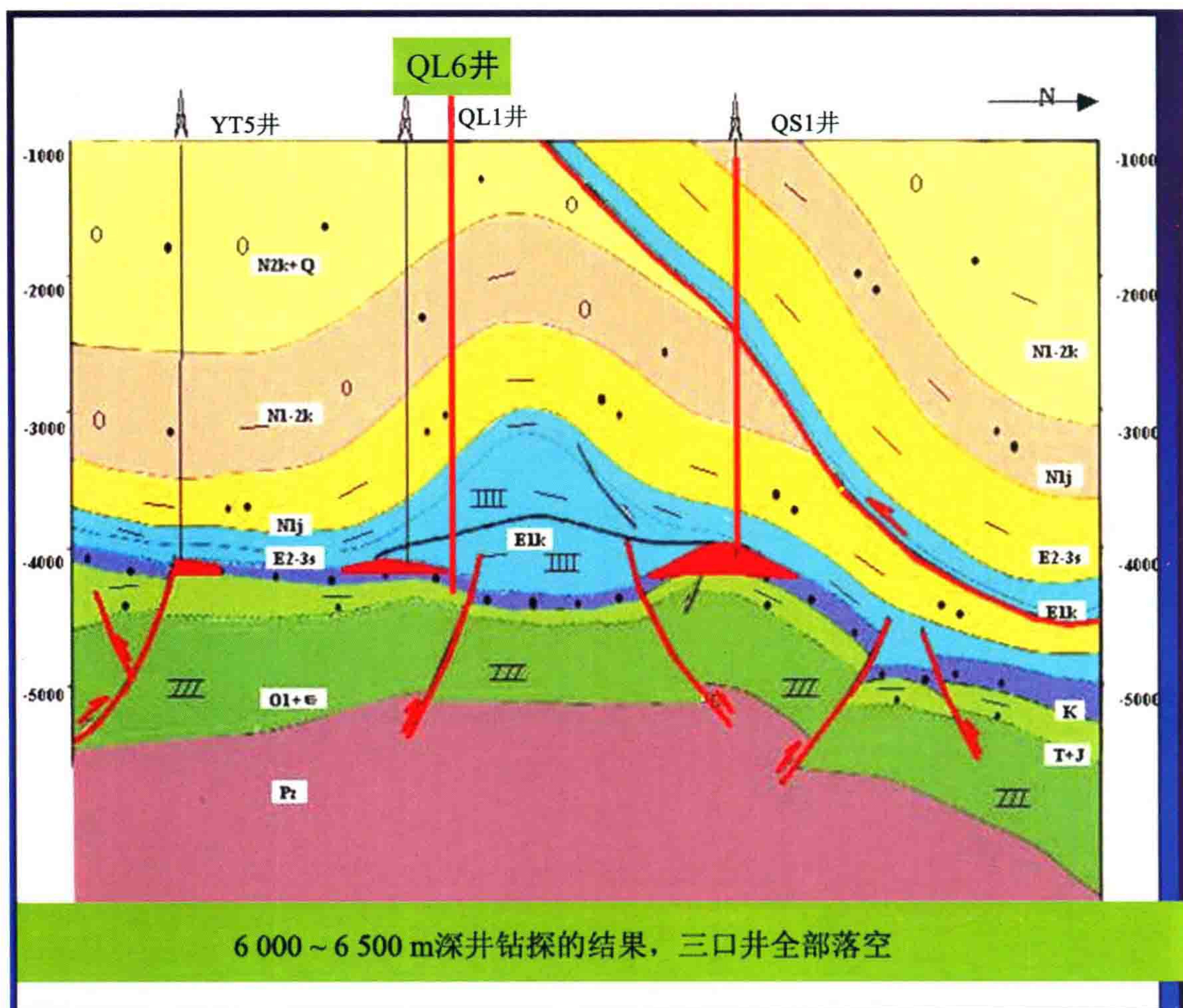


图5 过QL6井与QS1井的地质剖面

在图3的时间地震剖面上，可看到QL6井是在比较好的构造位置，在图4所示的外国公司的早期叠前深度偏移剖面上，QL6井也是不错的。在图5所示的连井地质剖面上，QS1井也不错。QL4井在时间剖面上看起来位置也是不错的，可6000～6500 m探井钻探结果全都落空了。QL6井等位置在时间域好像构造位置很不错，为什么不行呢？**这说明：在速度场有突变的盐构造附近，时间域的“构造图”是不可靠的，就是在深度域，如果不认真的研究速度场，也是不行的。**

深度域构造高低决定于T_0时间及速度V两个因素。在速度场变化剧烈的地区，光看T_0时间剖面是要上当的。

在构造平缓的地区，速度场的变化也不大的地区，可以用“变速成图”方法来补救。这便是最近十年来一直沿用的办法。

最近两三年，在盐构造的逆掩推复体的情况下，再用老的一套方法已经不行了。由于速度场横向剧烈变化，反射时距曲线已经不是双曲线，速度谱得到的速度已经“失去意义”，同时造成T_0值的“上下漂移”。水平叠加只是使叠加能量达到最强，而反射层的时间及产状都已经不对。

图6为过QL1井的叠加剖面及叠加速度剖面，此图说明叠加速度最高的红色地点恰恰位于背斜构造的南翼，而真正却勒构造顶部却对应着低速区（绿色区）。**可见叠加速度在这里是根本不能用的。它与本地区真正的地下速度场是完全相反的。**

图7为却勒工区速度变化规律的调查情况。从速度谱也可以看到构造翼部SP965的速度增高，而构造顶部SP1005-SP1110叠加速度反而降下来。

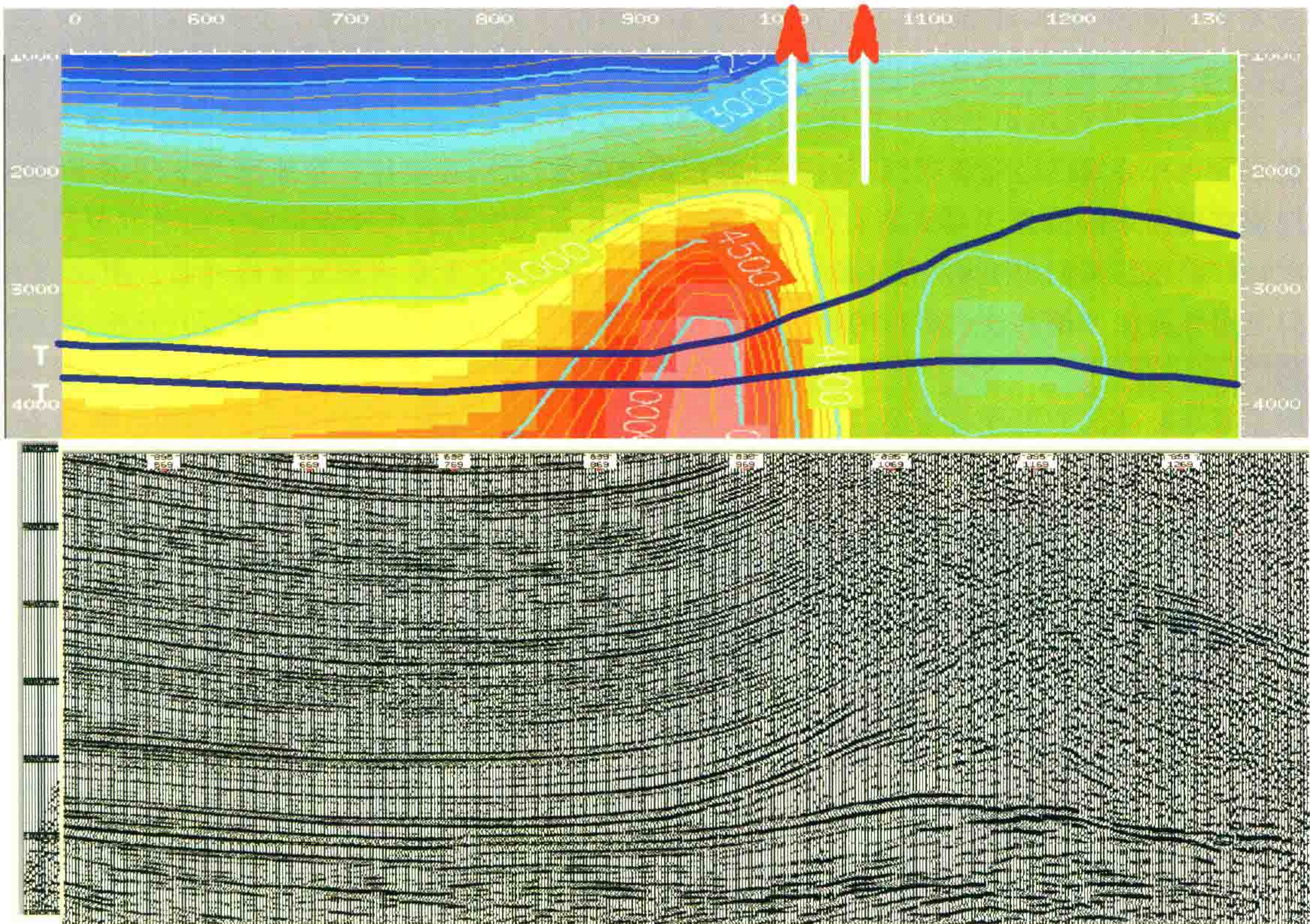


图 6　过 QL1 井及 6 井的叠加剖面及叠加速度剖面

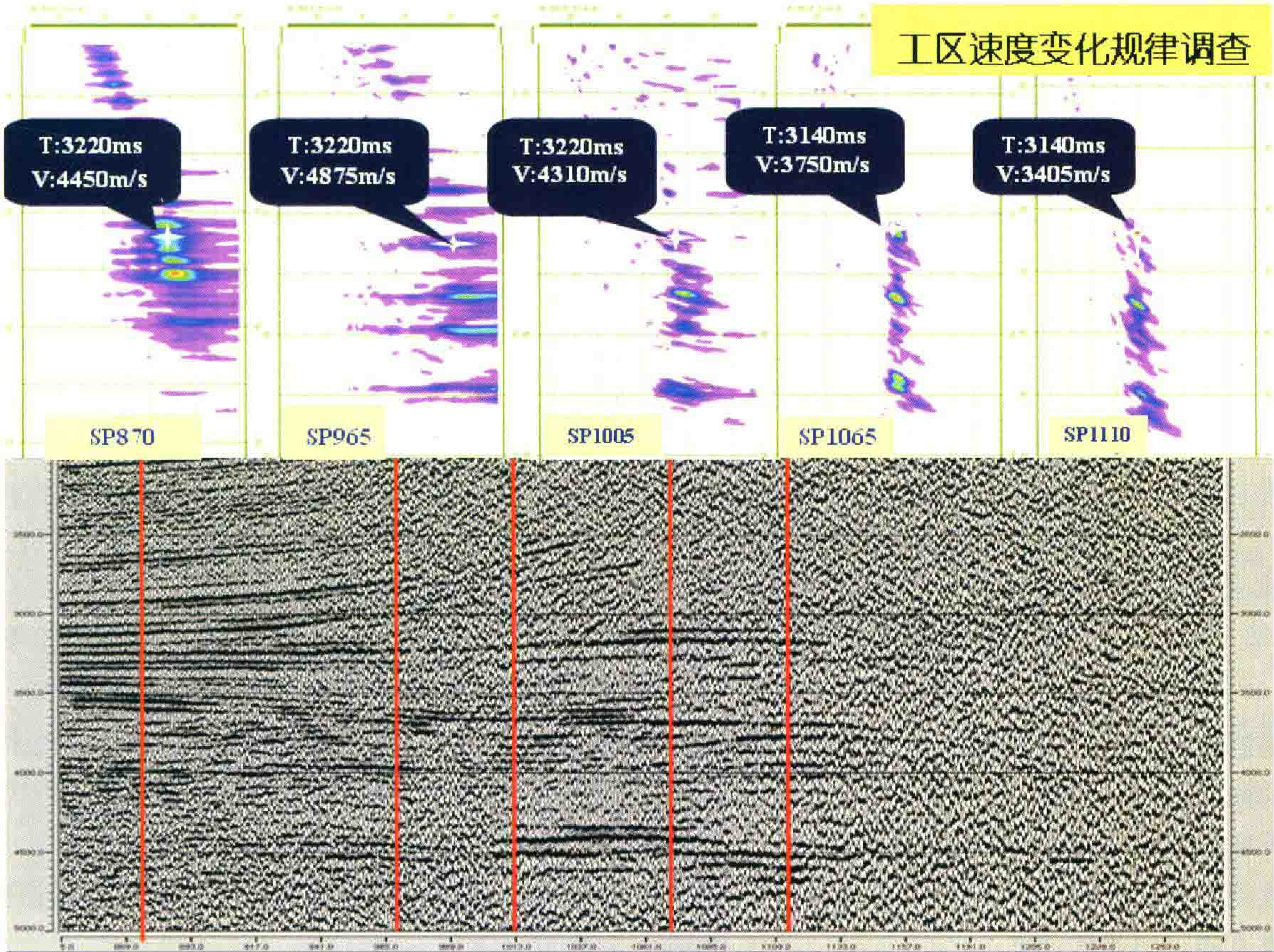


图 7　工区速度变化规律调查情况

这种情况只能用“叠前深度偏移 PreStack Depth Migration——缩写为 PSDM”来解决问题，可是在确定井位时，仍然相信了图 2 所示的却勒构造时间域偏移剖面解释成果。

二、“叠前深度偏移”问题的重要性

我们东方物探公司已经意识到“叠前深度偏移”问题的重要性，在克拉 2 及迪那两个气田上，我们都用叠前深度偏移剖面来做检验。

这次对却勒地区我们也主动三次(2002 年 1 月、4 月、10 月)交了叠前深度偏移剖面。图 8 为 2002 年九月我们应用叠前深度偏移技术所得的构造图，构造图表明 QL1 井以北都是变低的，但是还是心急，上去打井了。

今年通过却勒地区的挑战与攻关，我们在西部山区的叠前深度偏移技术方面有了长进，开始有点入门了，这对今后整个库车盆地的油气勘探会有重大的意义。



图 8 叠前深度剖面获得的却勒地区地震 T_8 反射层构造图

却勒地区已经发现油气田，整个构造带含油远景很大。但去年的失利，应引起大家注意。今后不能再根据时间剖面定井位了。

下面我重点谈速度场的问题：

速度场变化剧烈，时距曲线严重非双曲线，造成水平叠加 T_0 时间漂移，叠加速度随射线位置而变化，而且没有固定的速度含意。

但速度场的准确性决定了成像的正确性，不同的速度场会得到不同的深度构造图。不明白正确的速度场，谁也没法做好叠前深度偏移，谁也没法判断结果是否正确。

原始资料信噪比较高的情况下，我们可以根据成像道集(CRP)中同相轴是否拉平来判断速度的是否

正确。图9为却勒地区交互显示的CRP道集情况。通过交互显示CRP道集,看同相轴是否水平来验证层速度是否准确。左边(南面)几个道集信噪比较高,反射同相轴拉平了,速度是基本对的。

但原始资料信噪比比较低的情况下这样的方法就不行了,如图9右方所示的却勒地区交互显示的CRP道集情况中可看到,北部浅、中层6000 m以上几乎没有反射有效同相轴,这就无法判断深处速度是否正确。却勒北部山区地震资料原始品质的低下造成了此次叠前深度偏移失去正确的判断方向。

我认为Paradigm公司所做的工作是很细致的。剖面北边的地震资料的原始信噪比实在太低,让人的确无从求得正确的偏移速度场。下面图9就是他们的偏移CRP道集的展示。

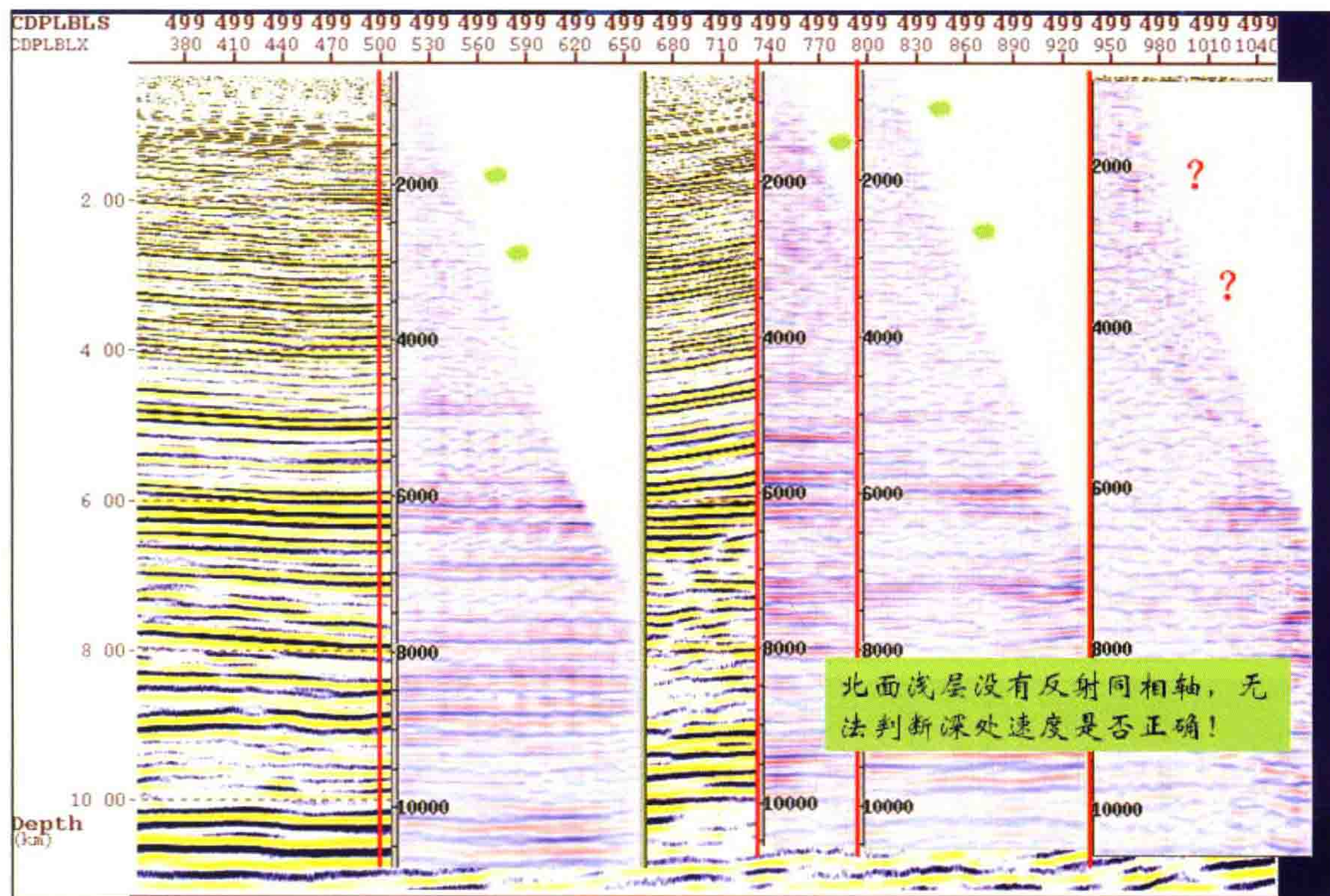


图9 却勒地区交互显示的CRP道集情况

那么在原始信噪比较低的情况下怎么办呢?我认为唯有加深对工区各地层的层速度规律进行深入的研究,以及对构造模式的正确理解,才能对地下速度场的建立的做出正确判断。却勒工区北部,正确的地层层速度不可能依靠反射地震资料获得,只能从钻孔中声波测井资料中,以及从地质构造模式的知识中建立速度场。谁在这方面做得好,谁就会有比较合理的速度场初始模型,从而容易接近正确的深度构造。

当然,还要认真做好静校正和噪音压制。针对低信噪比的资料,偏移技术也需要加以改进。

下面图10～12分别为东方公司(原物探局)处理中心和外国公司利用叠前深度偏移技术处理,前后两次提供的叠前深度偏移剖面,通过剖面可看出,不仅在两公司之间的剖面上所显示的构造形态存在差异,而且同一公司前后两次提供的剖面构造形态也存在差异。

图13为外国公司在进行叠前深度偏移时所采用的层速度剖面,利用外国公司的叠前深度偏移资料进行T_8层位追踪(图14),结果表明QL1、6井处于构造的鞍部,两侧有两个高点。

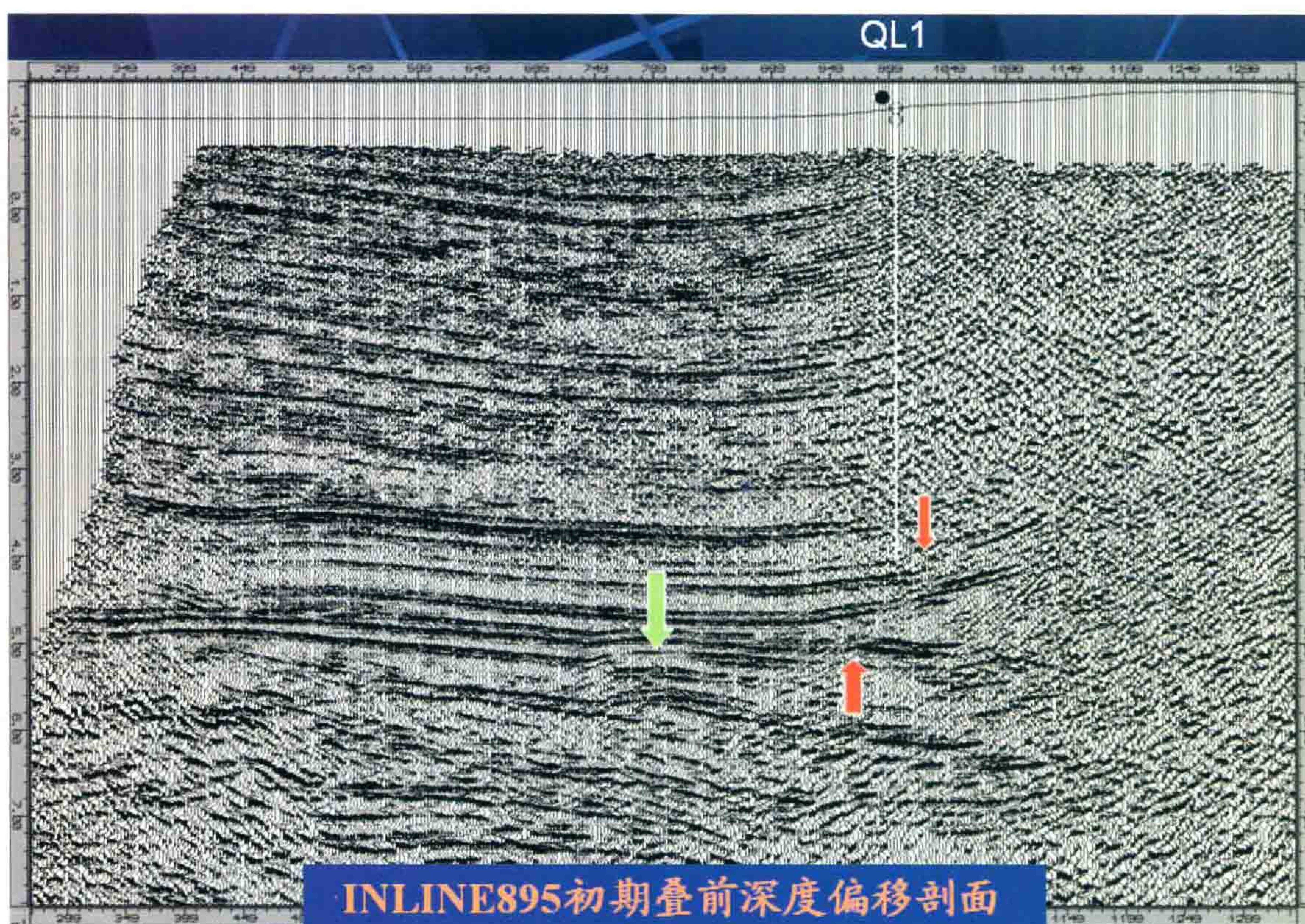


图10 物探局(东方公司)初期处理的叠前深度偏移剖面(2002.4)

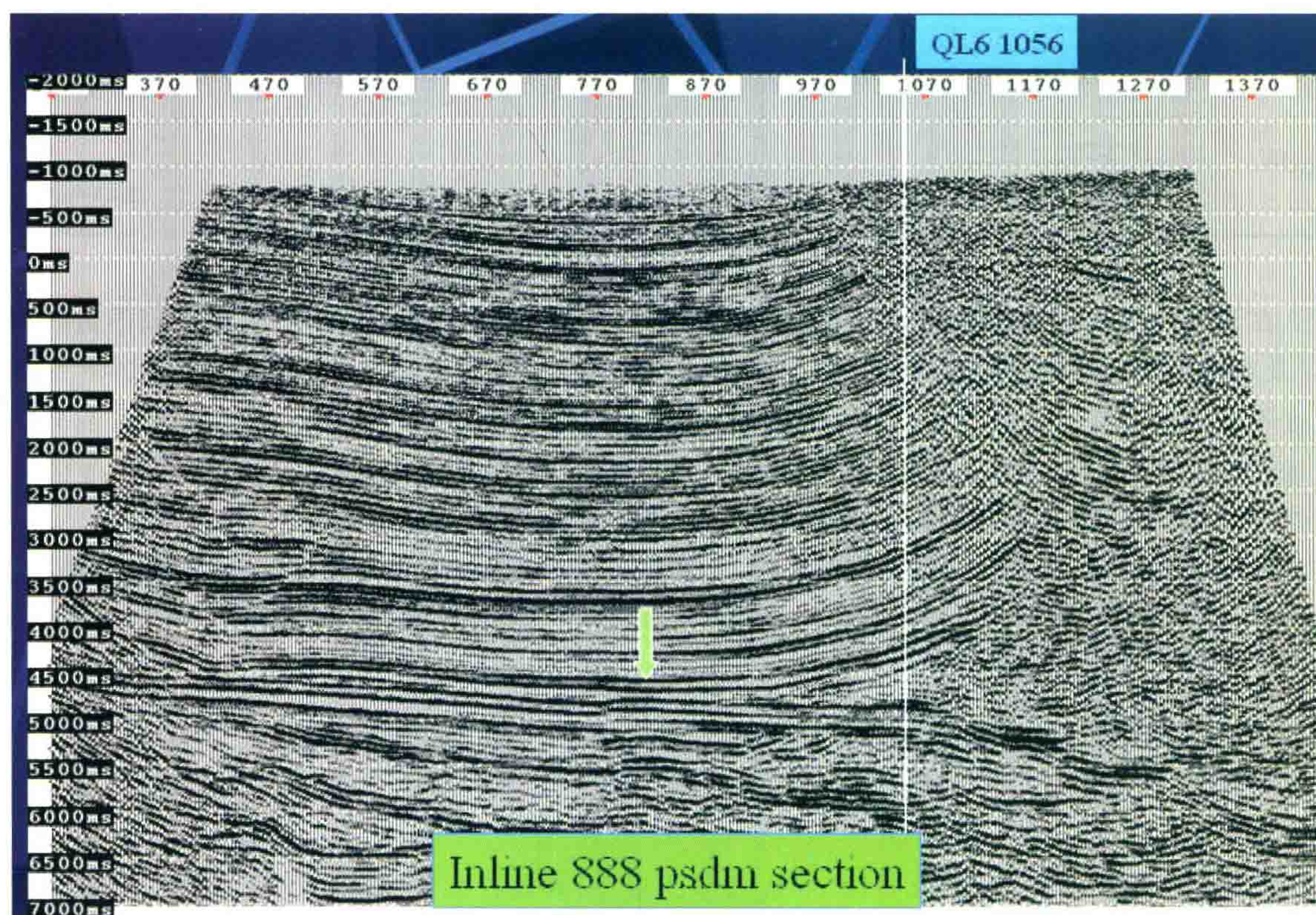


图11 物探局(东方公司)处理的叠前深度偏移剖面(2002.10)

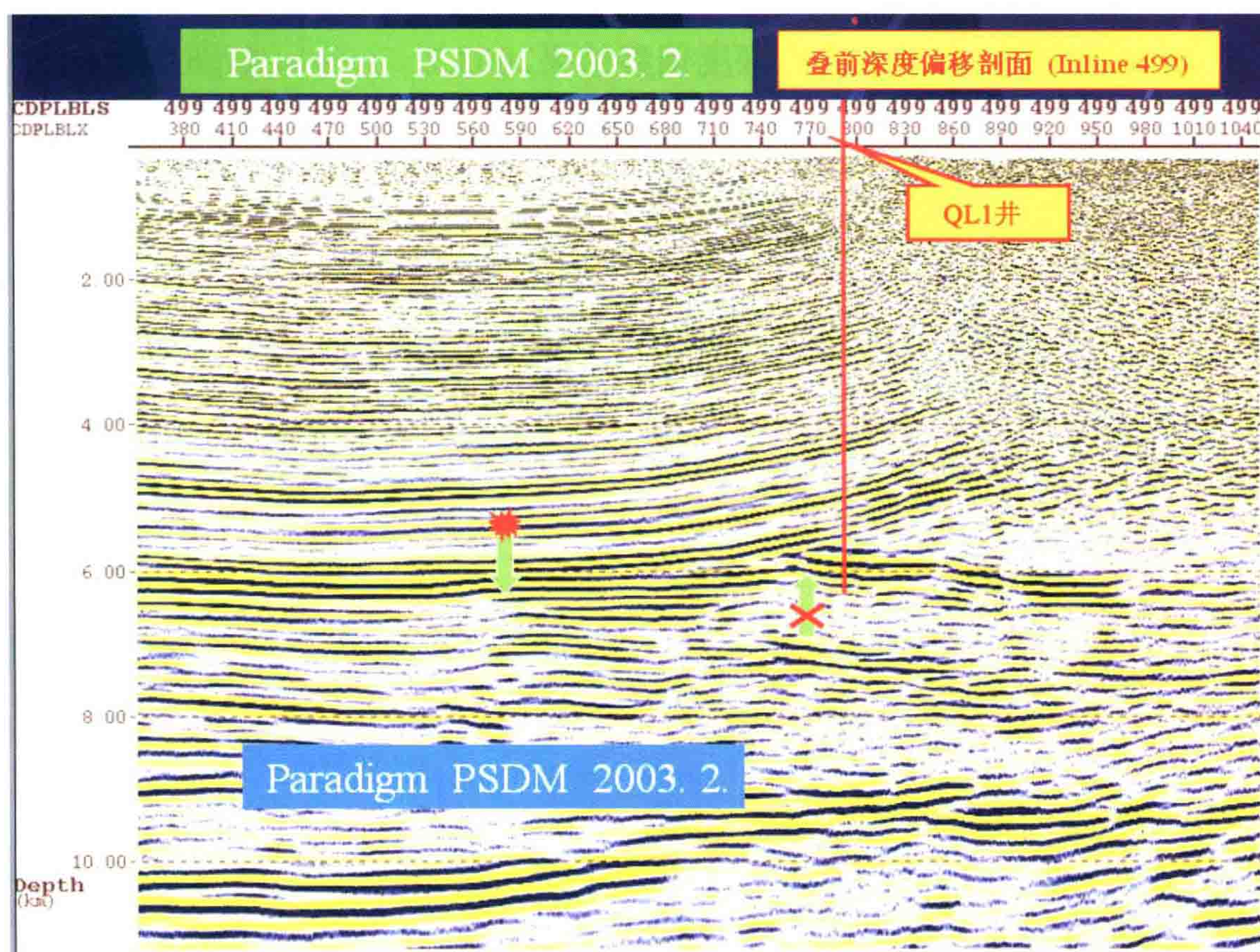


图 12 外国公司提交的叠前深度偏移剖面(2003.2)

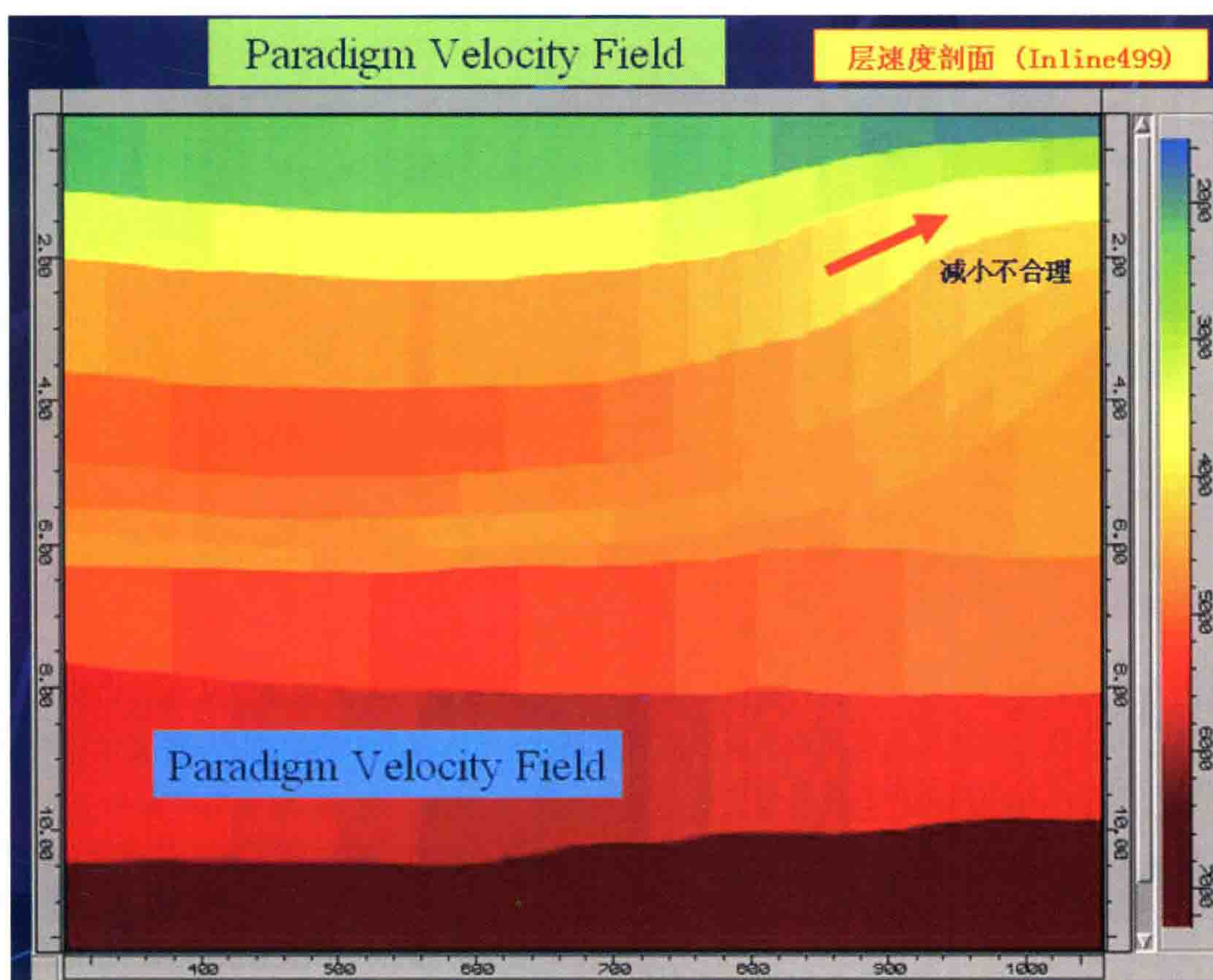


图 13 外国公司叠前深度偏移所采用的层速度剖面

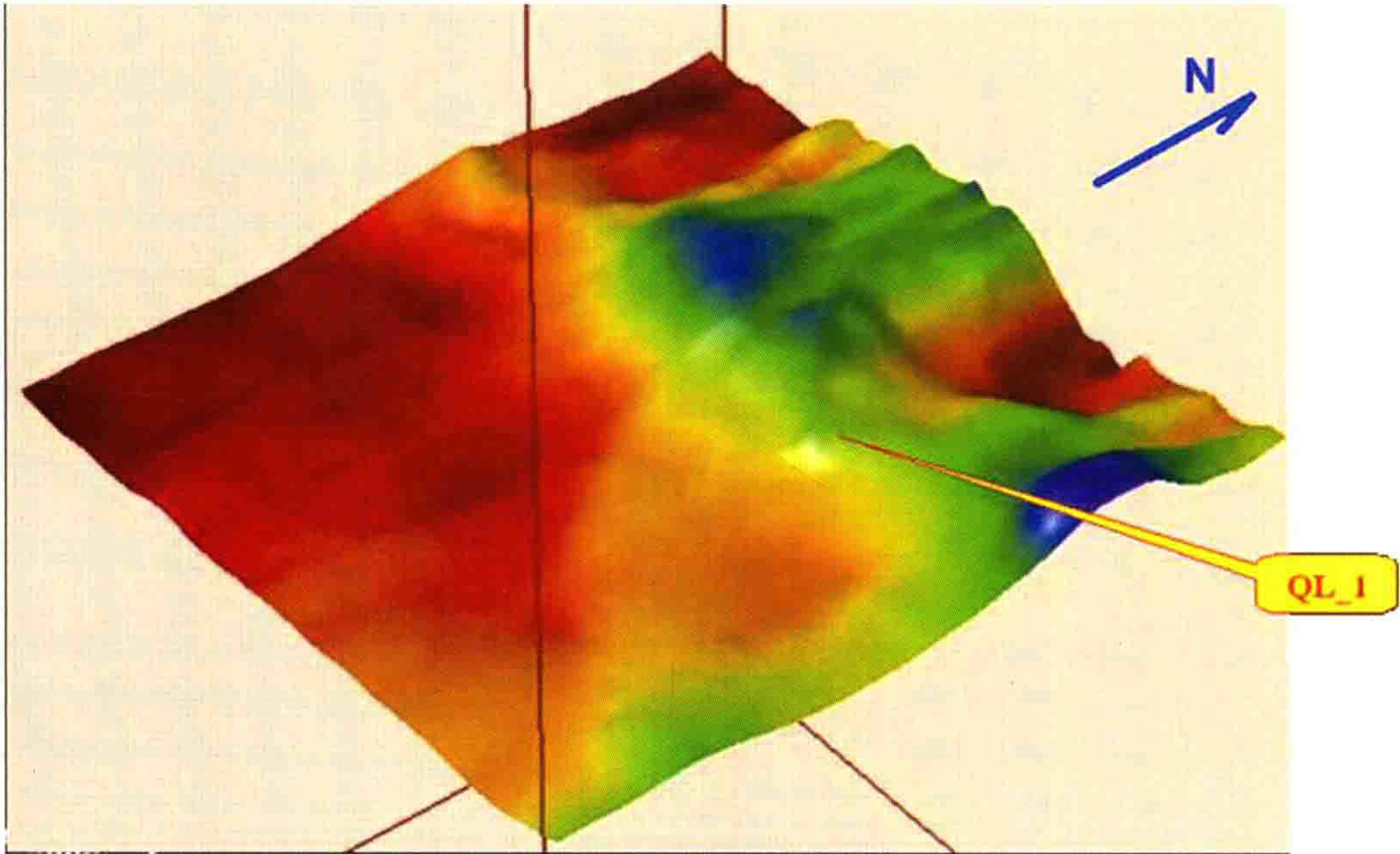


图 14 利用外国公司的叠前资料进行 T_8 层位追踪结果

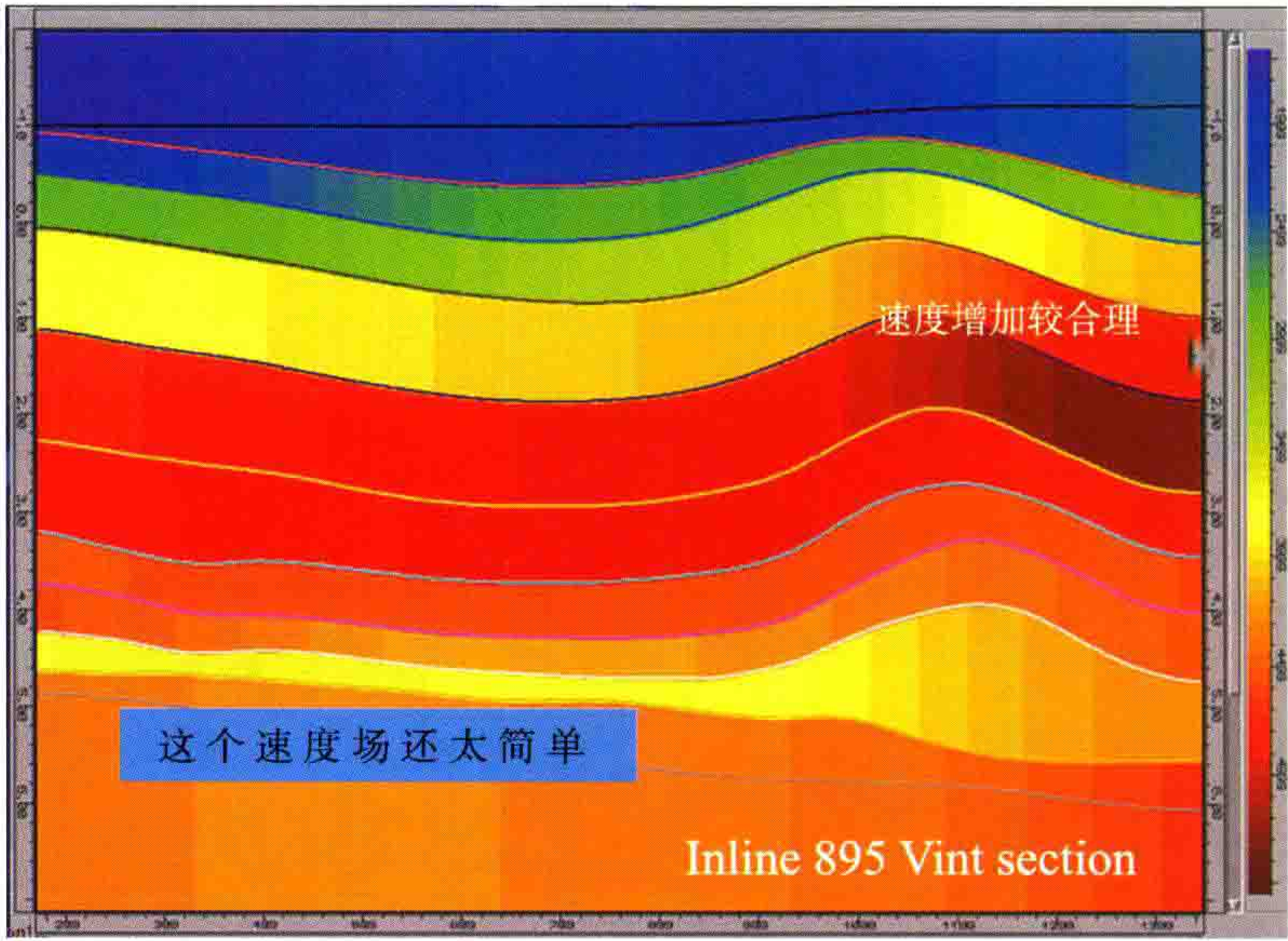


图 15 物探局(东方公司)2002.10 处理所采用的速度场

图 15 为东方公司 2002 年 10 月进行叠前深度偏移处理时所采用的速度场。从两公司所采用的速度场来看，外国公司所建立的速度场在北边浅层突然速度减小，我认为是不太合理的，东方公司的速度增加是比较合理的，但东方公司所采用的速度场还是太简单了些。

三、对影响地层层速度变化因素的认识

我的认识，影响地层层速度变化的因素主要有以下几点：

(1) 首先决定于地层被压实的程度，它是随埋藏深度的增加而被胶结压实的。所以这需要研究地质

历史中地层的“最大古埋深”。压实以后，层速度就不容易再变小。所以后期新构造挤压起来的地层往往仍然反映它过去古埋深处的情况。

（2）其次，岩石成分决定了层速度的差异。含灰质成分高（如灰质砂岩、膏泥灰岩）速度就偏高；含泥质成分多的速度就偏低。

（3）地应力的变化影响着层速度的高低，这在逆掩推覆大断层附近是起作用的。

（4）后期岩石的胶结程度和胶结类型也能改变地层速度。

（5）墨西哥湾的岩盐速度 4500 m/s，而且很稳定。比周围的地层速度都高，而周围的新地层随深度被压实的规律甚至可以用公式列出，所以，墨西哥湾的叠前深度偏移是很容易做好的。而却勒构造带的岩盐盐体中，层速度有着剧烈的变化。图 16 中 N1j 吉迪克组膏盐层的层速度高达 4800 m/s，甚至比老第三系岩盐层（4100 m/s）还高，这和墨西哥湾的情况很不一样。这里的盐体不纯、夹杂着较多的泥质层。这尚需进一步研究其规律。

对含盐构造的构造模式的研究也十分重要。

四、东方公司建立偏移速度场的过程

现在我们看一下东方公司在进行叠前深度偏移处理时，建立偏移速度场的过程。

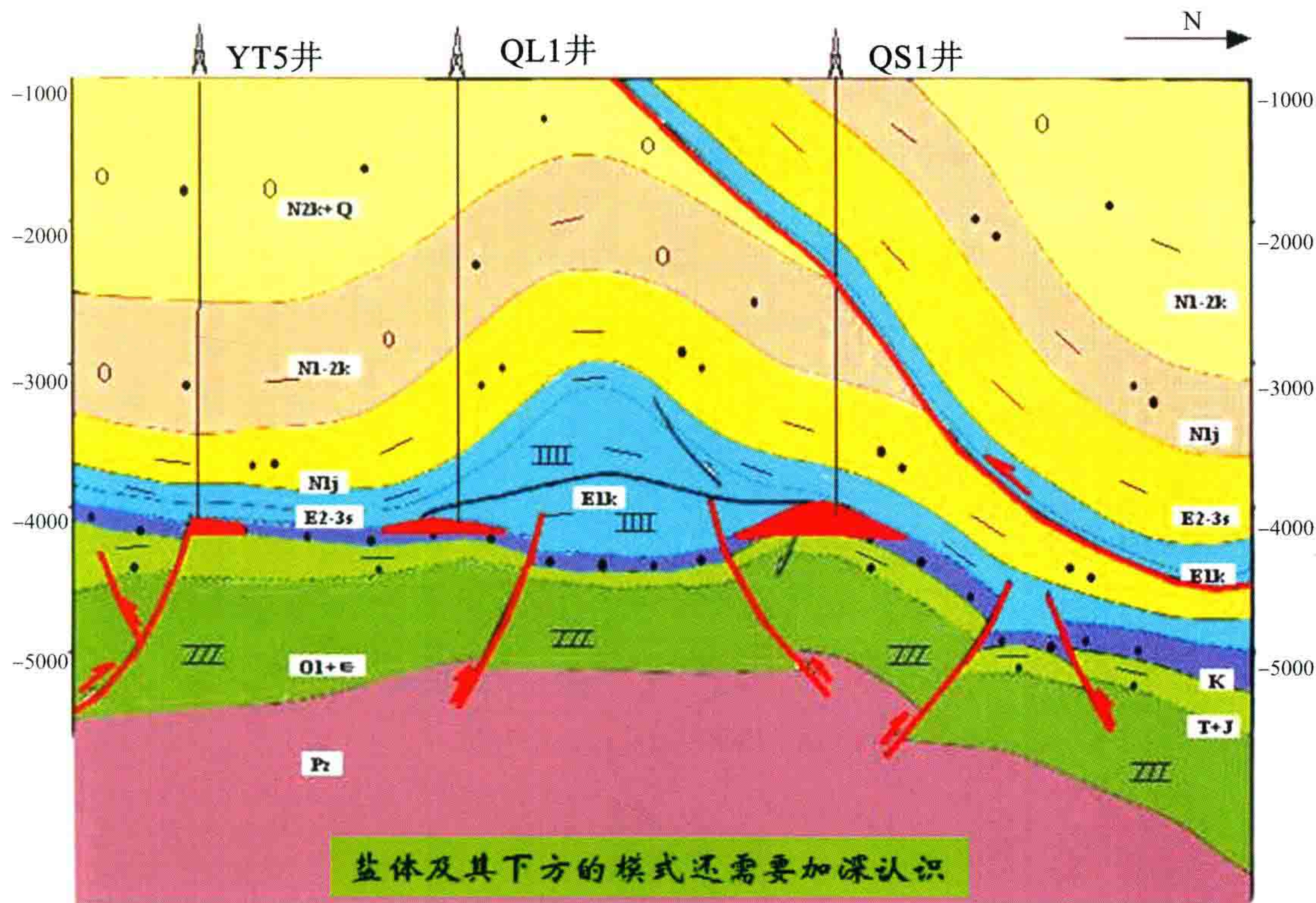


图 16　却勒构造模式的研究剖面

首先，进行却勒地区构造模式研究，图 16 为却勒地区构造模式的研究剖面。然后从钻孔声波测井数据入手，进行速度研究。先把钻孔中声波速度测井所获得的层速度成果充填在时间域地质剖面上（图 17），然后再把它转换到深度域（图 18），再结合该区的地质露头地层产状，将所有钻井资料的声波速度测井资料和 VSP 等资料对速度模型进行优化，图 19 所示的为应用井资料后第一期优化的速度模型，图 20 为第二阶段优化的速度模型。

这样做就比较合理，速度场比较接近客观地下的情况。

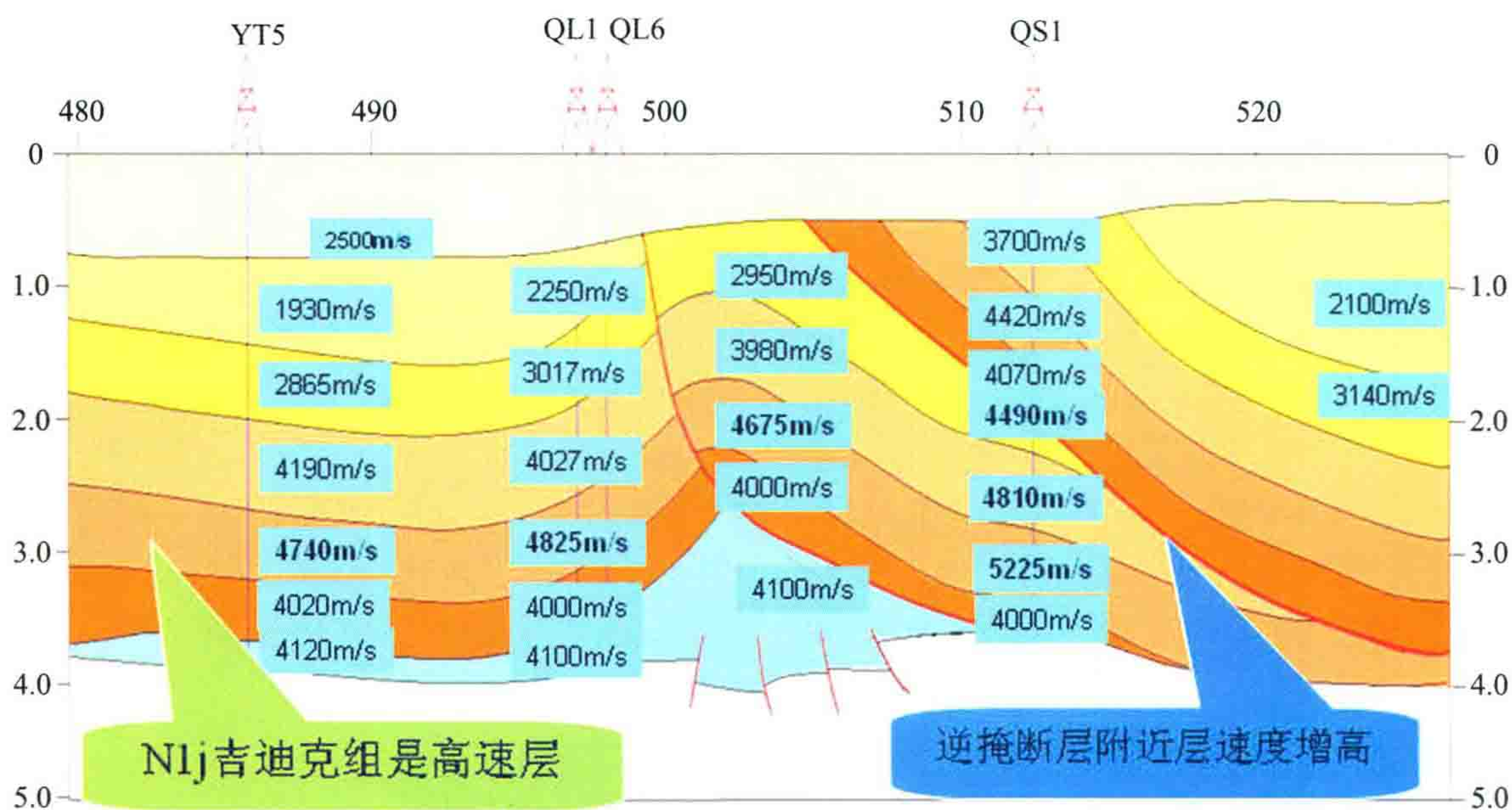


图 17 把获得的速度成果充填在时间域地质剖面上

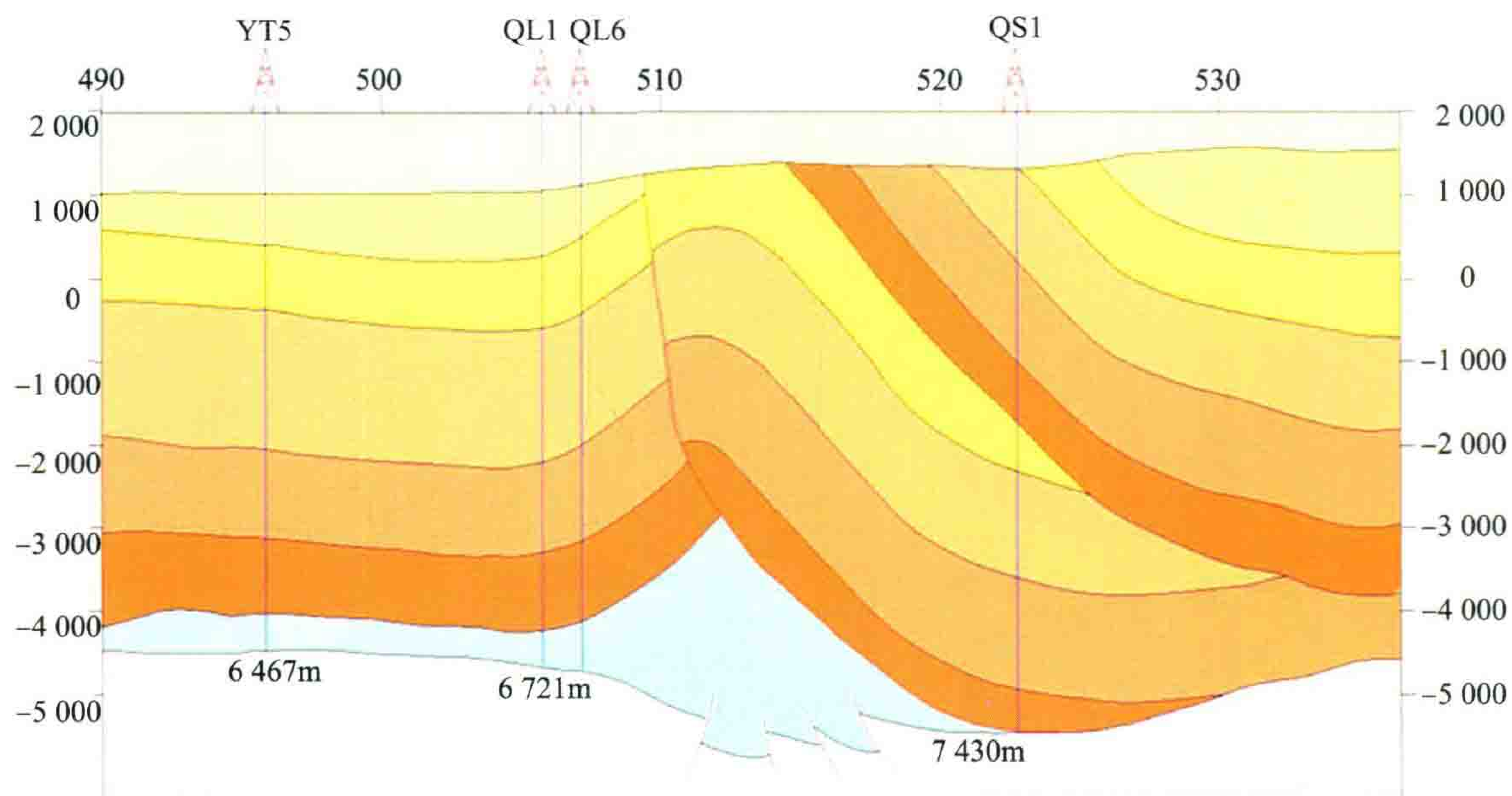


图 18 转换到深度域后的地质剖面

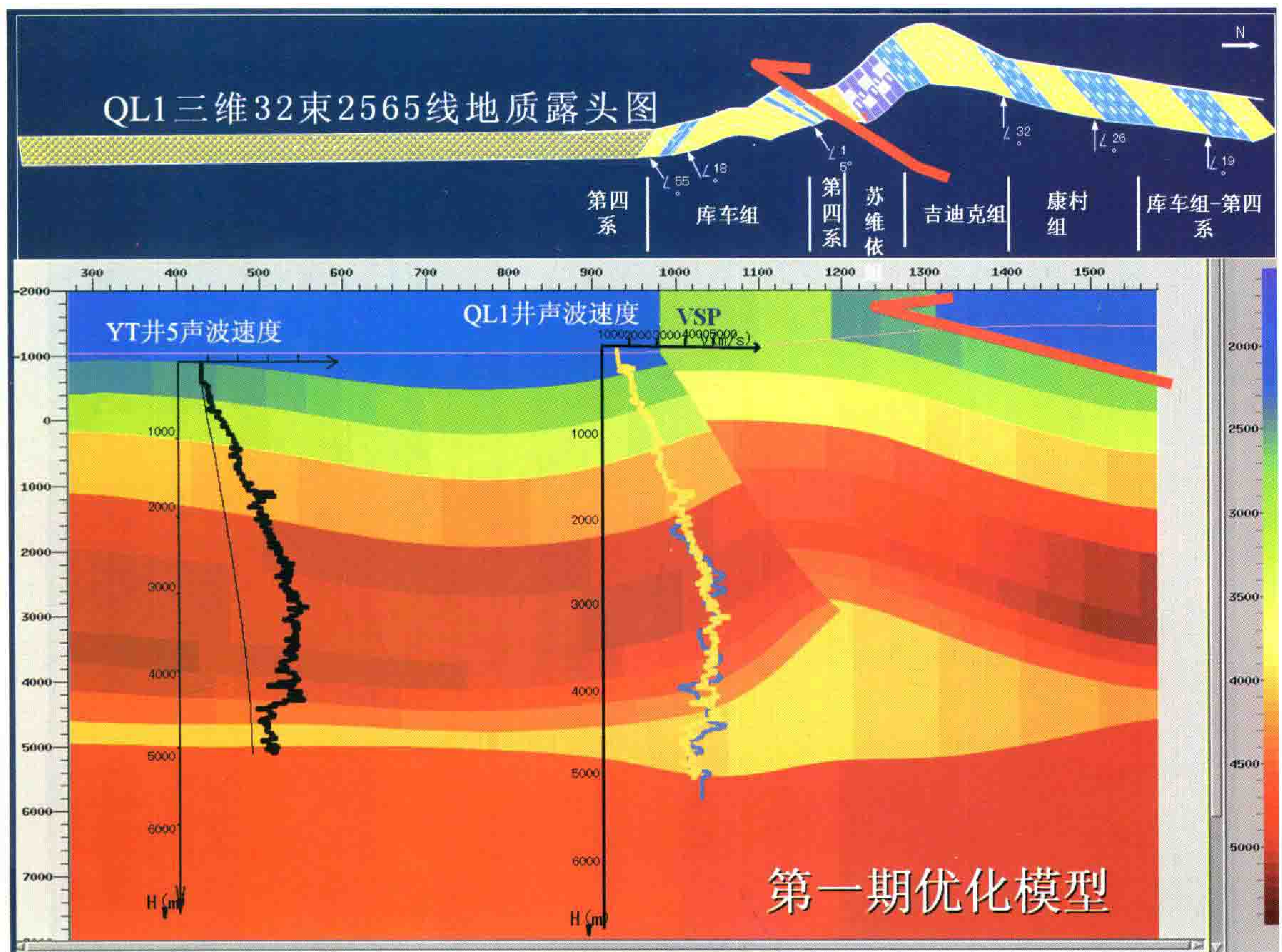


图 19 第一期优化速度模型

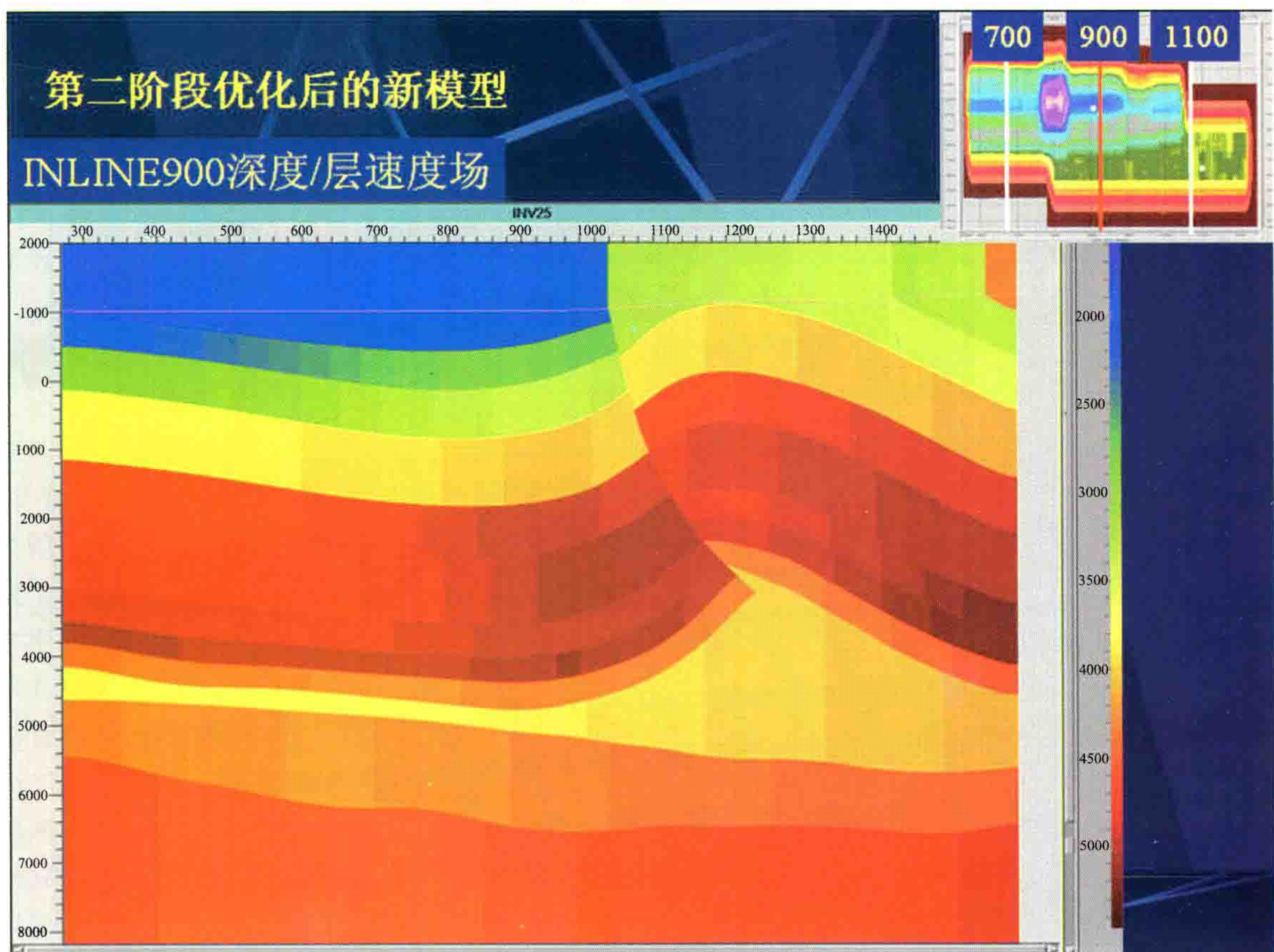


图 20 第二阶段优化速度模型

图 21 为两次模型优化后的叠前深度偏移处理剖面与利用初始模型的叠前深度偏移处理剖面的对比，

图 22 为利用第二阶段优化模型的叠前深度偏移处理的结果，图 23 为利用第二阶段优化模型处理后成像道集的拉平情况。

从剖面及成像道集的拉平情况来看，当经过利用井资料进行优化模型后，结果就相对来说比较合理了。

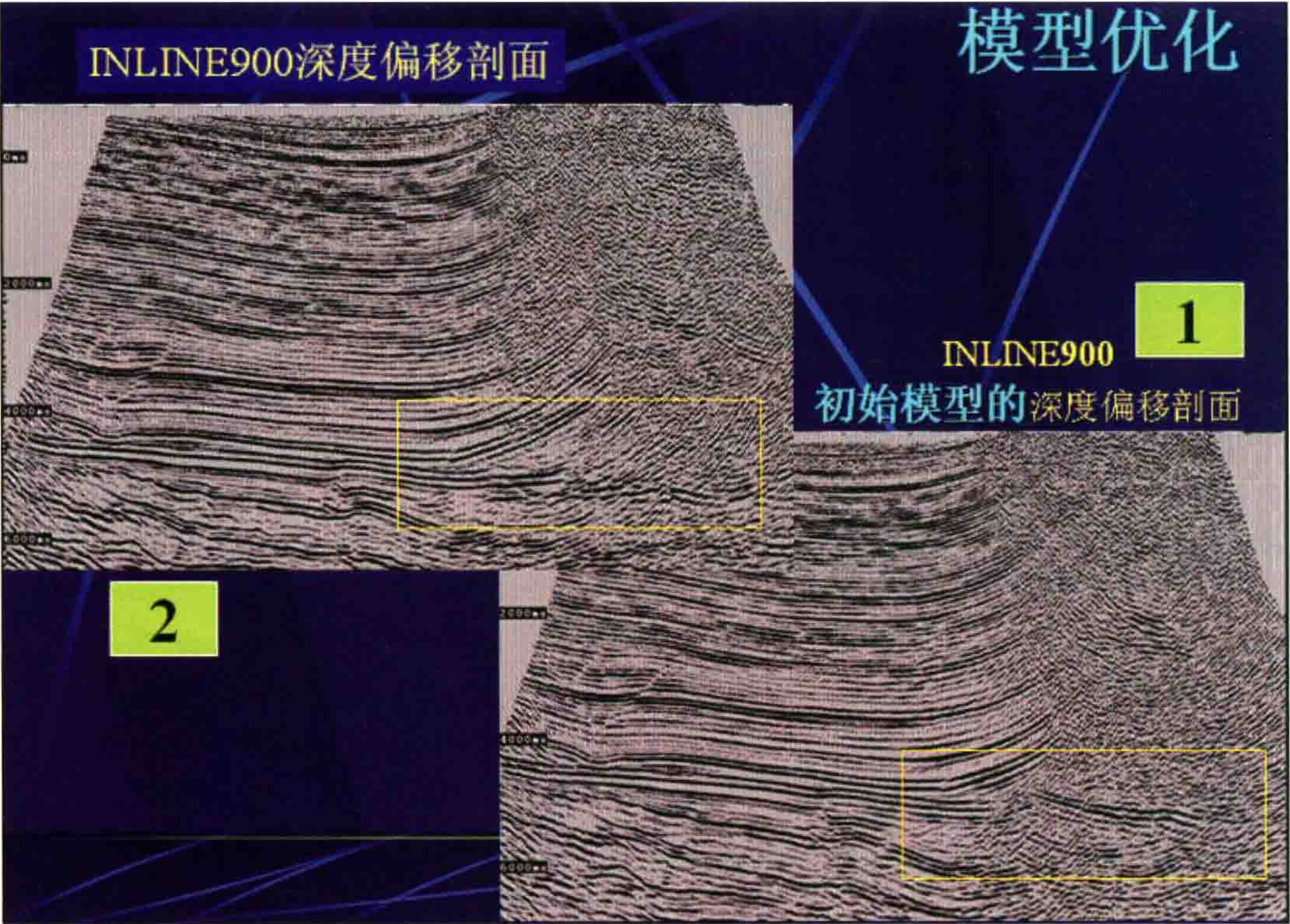


图 21 两次模型优化后的深度偏移剖面（左上方图 2）与利用初始模型的叠前深度偏移处理剖面（右下方图 1）的对比

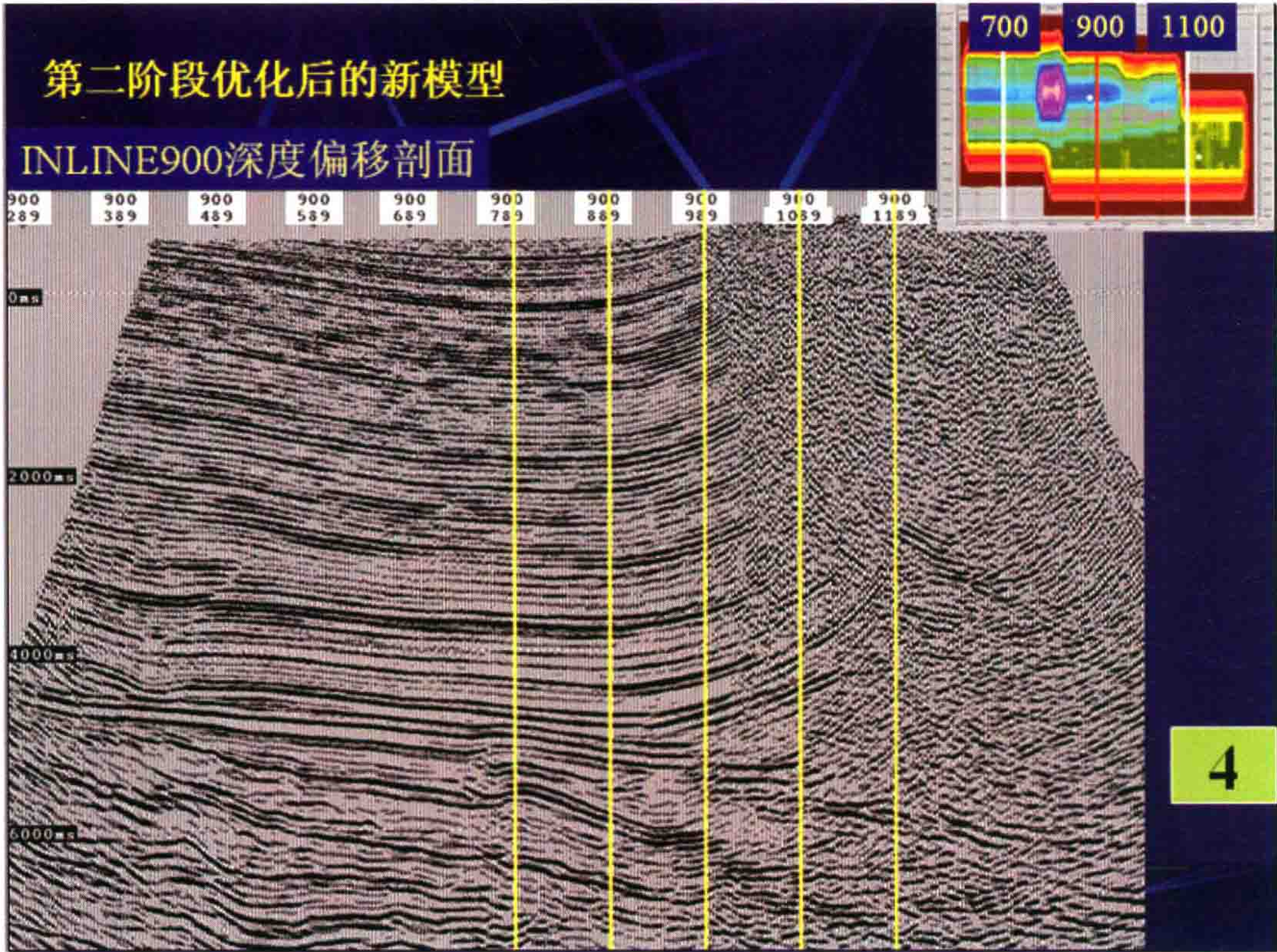


图 22 利用第二阶段优化速度模型获得的深度偏移剖面
（此图同图 21 的左上方图 2，此图中加绘了五个道集的位置，道集见图 23）
（注意：此图与图 31 对比，北翼反射没有出现）

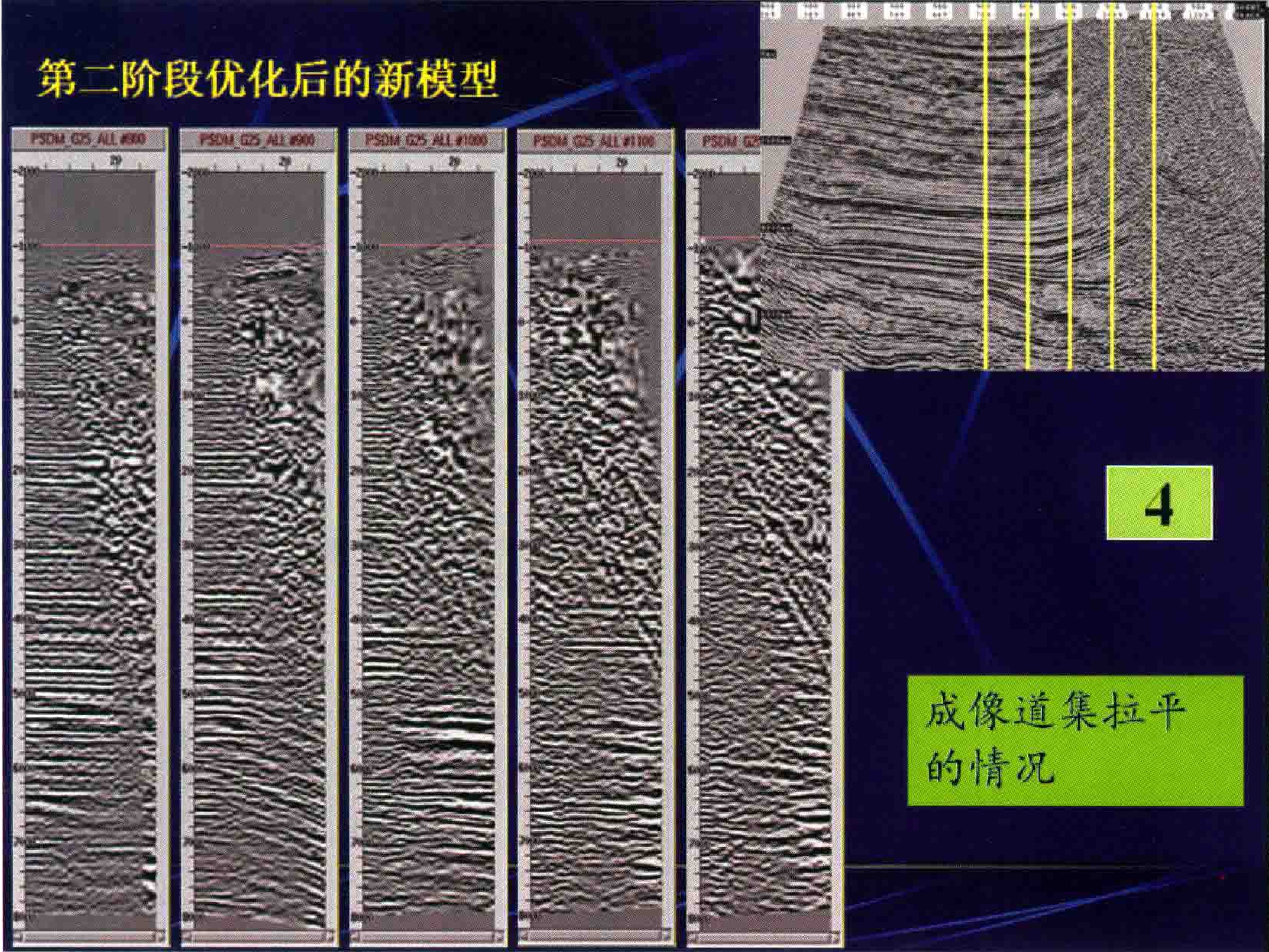


图 23　第二阶段优化速度模型成像道集的拉平情况

图 23 中的五个道集已经基本拉平了，情况比较好了。说明图 22 是比较合理的结果，但是右边最后的一个道集的浅层反射有效波已经不太清楚了。这说明：当道集的信噪比低到一定程度时，有效波是否拉平是很难判断的。

因此却勒地区的叠前深度偏移之所以不容易搞准，根本的原因是北面山地的原始信噪比太低。不提高原始资料的质量，无论谁也没有办法处理出准确的剖面来。从钻孔声波测井及 VSP 及地面地质露头地层产状等综合数据入手，进行速度研究，是改进剖面质量的主要办法。

五、建　议

我建议成立专题研究小组，用一两年时间，系统研究本区层速度变化规律。以声波测井资料为主，结合 VSP 资料，深入研究不同地层、岩性、不同埋深对层速度变化规律，点出速度图版（包括古埋深的压实作用及胶结作用及地应力场的影响等）。同时研究本区盐构造的动力学特点及构造样式，培养一批能够熟练地完成“叠前深度偏移”速度场建模的专家，适应今后的需要。

在勘探部署上要为做好深度域研究留出足够时间和足够的资金投入。对不够成熟的勘探目标不要急于上探井。这就要求对本区的钻探目标做好摸底排队，按构造的评价条件，制定两到三年的勘探程序。按构造闭合度大小及盐岩盖层的好坏、优先做深度域研究，早一年上三维地震，早一年上叠前深度偏移。

为了掌握具体的地层速度，建议今后本区探井的声波测井尽量争取测量到表层套管，以利于速度场建模。

墨西哥湾盐下构造的叠前深度偏移是比较容易成功的。我国西部的逆掩推覆体成像难题要困难得多。

做好叠前深度偏移需要“成像专家”与“解释专家”一起努力。反复调整处理参数，不断改进剖面质量。

目前通过大家的努力，我们却勒塔克地区的速度场已经向正确的方向靠拢。

但认识并未终结，叠前深度偏移往往需要多次修改迭代。

希望大家再接再厉，进一步研究速度规律，为今后整个却勒塔克构造带的突破创造条件。

六、今后搞好叠前深度偏移还需要注意的问题

（一）要重视偏移基准面选择及浅层速度调查

如下面图 24、图 28、图 29 为有关偏移基准面选取的图件，是采用地表平滑面还是采用高速顶平滑面？平滑半径如何选取？还需要进一步探讨。

图 25、图 26 和图 27 是采用平滑高速顶面，选用不同的平滑半径后所获得的叠前深度偏移剖面，可看出对于不同的平滑半径，构造形态也是不同的。

图 24 偏移基准面的选取

图 25 偏移基准面采用高速顶 2400 m 平滑直径获得的剖面

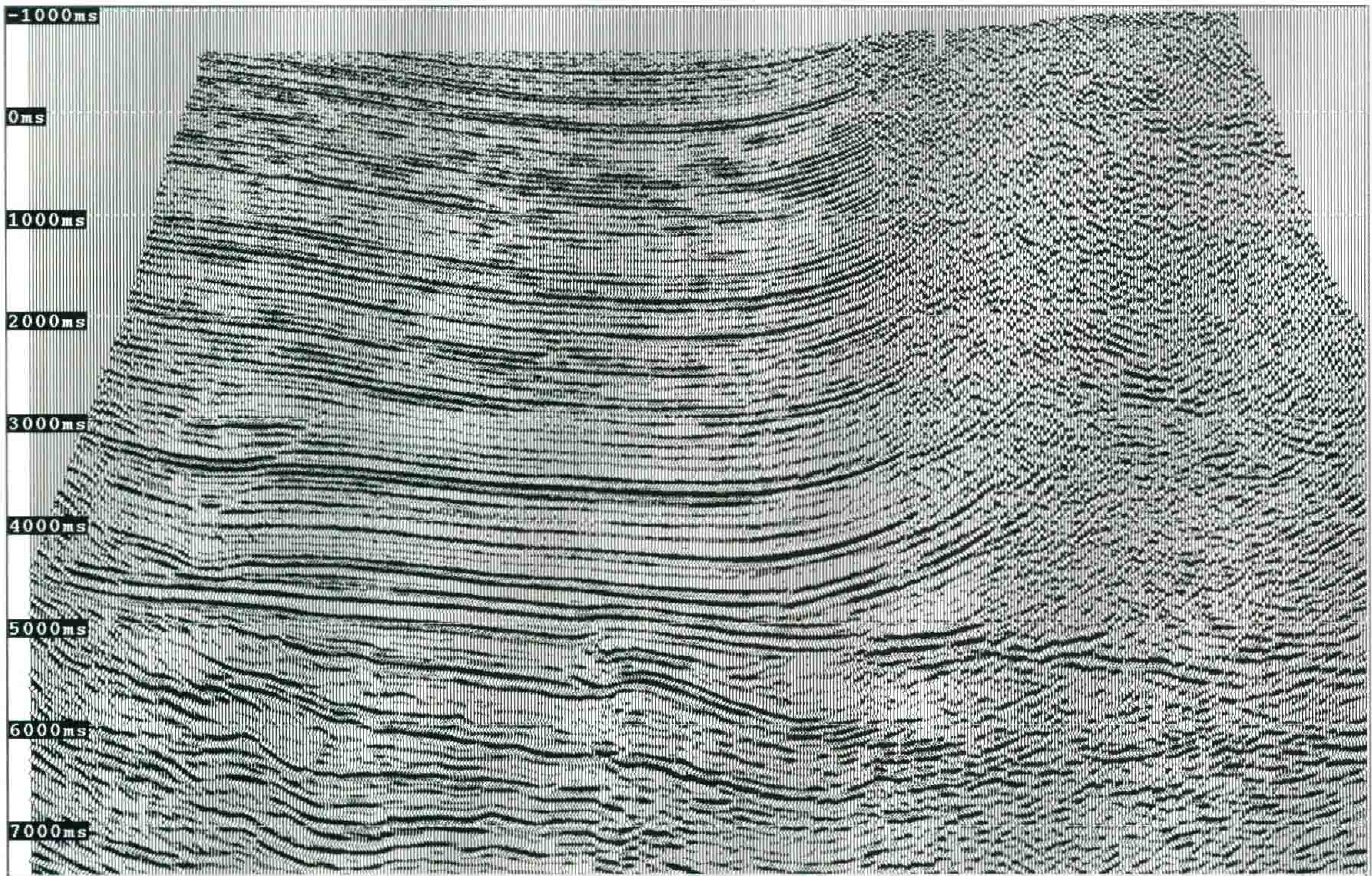


图 26 偏移基准面采用高速顶 5400 m 平滑直径获得的剖面

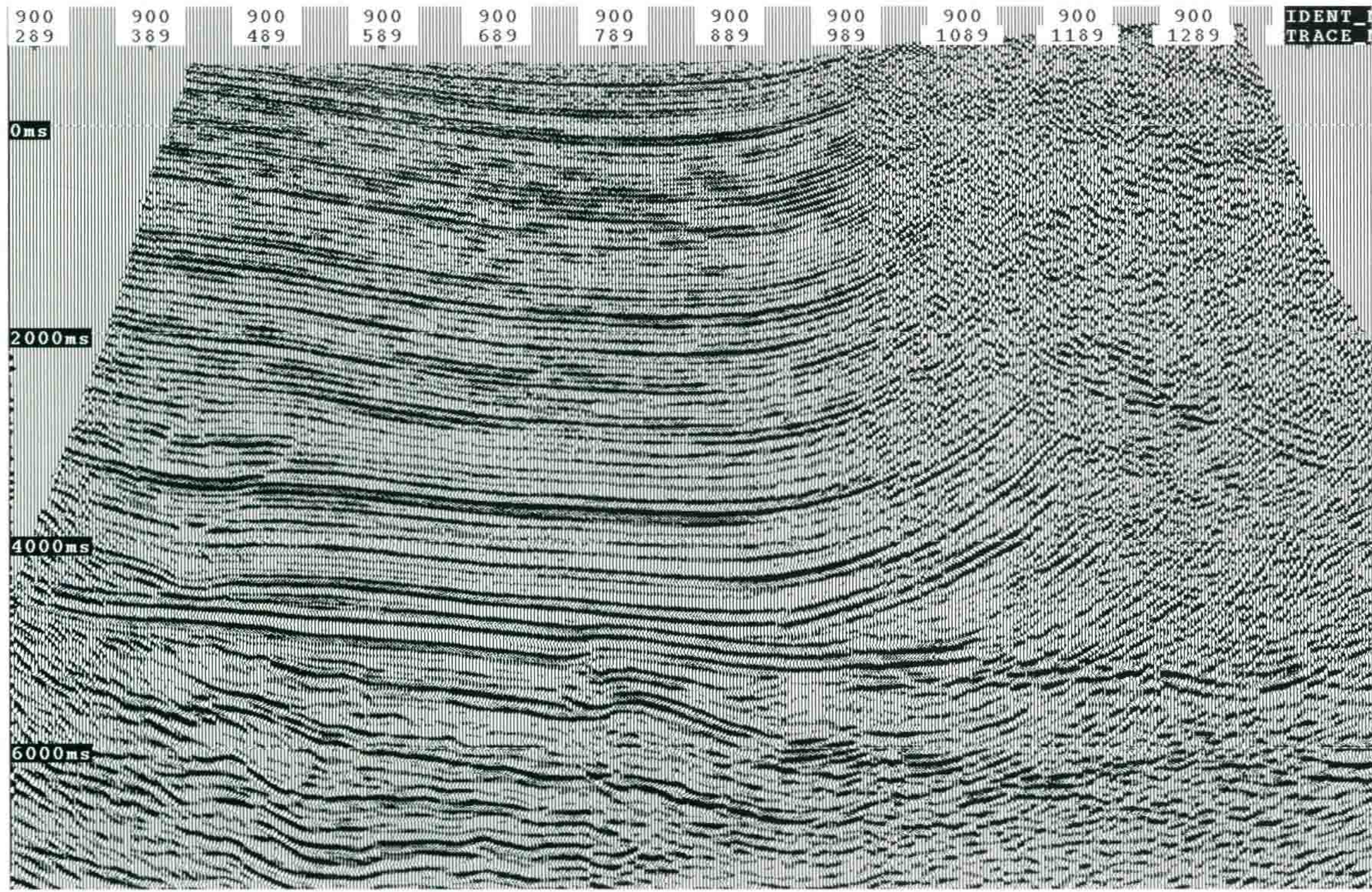


图 27 偏移基准面采用高速顶 8400 m 平滑直径获得的剖面

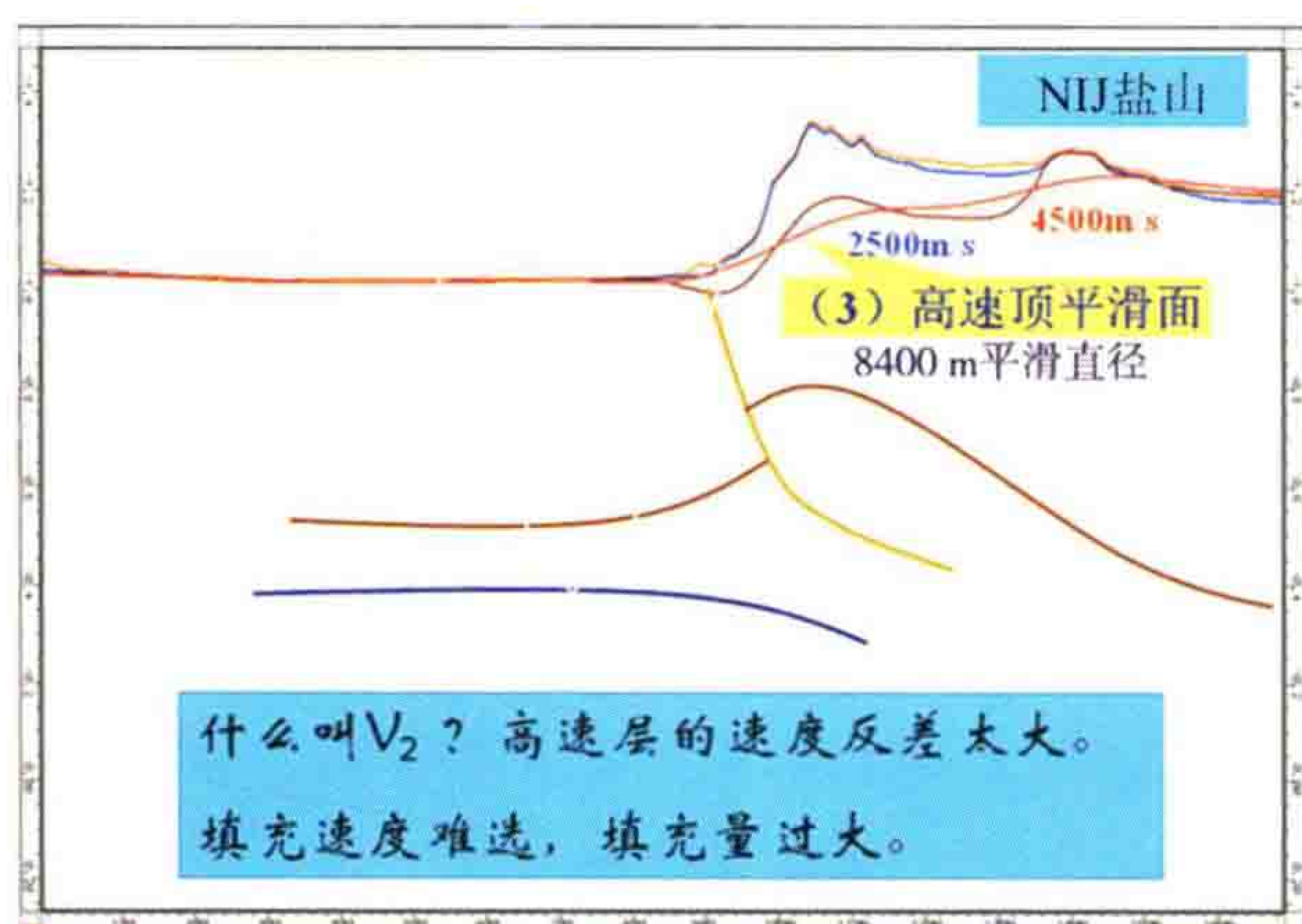


图 28　8400 m 平滑直径高速顶平滑面如红线所示

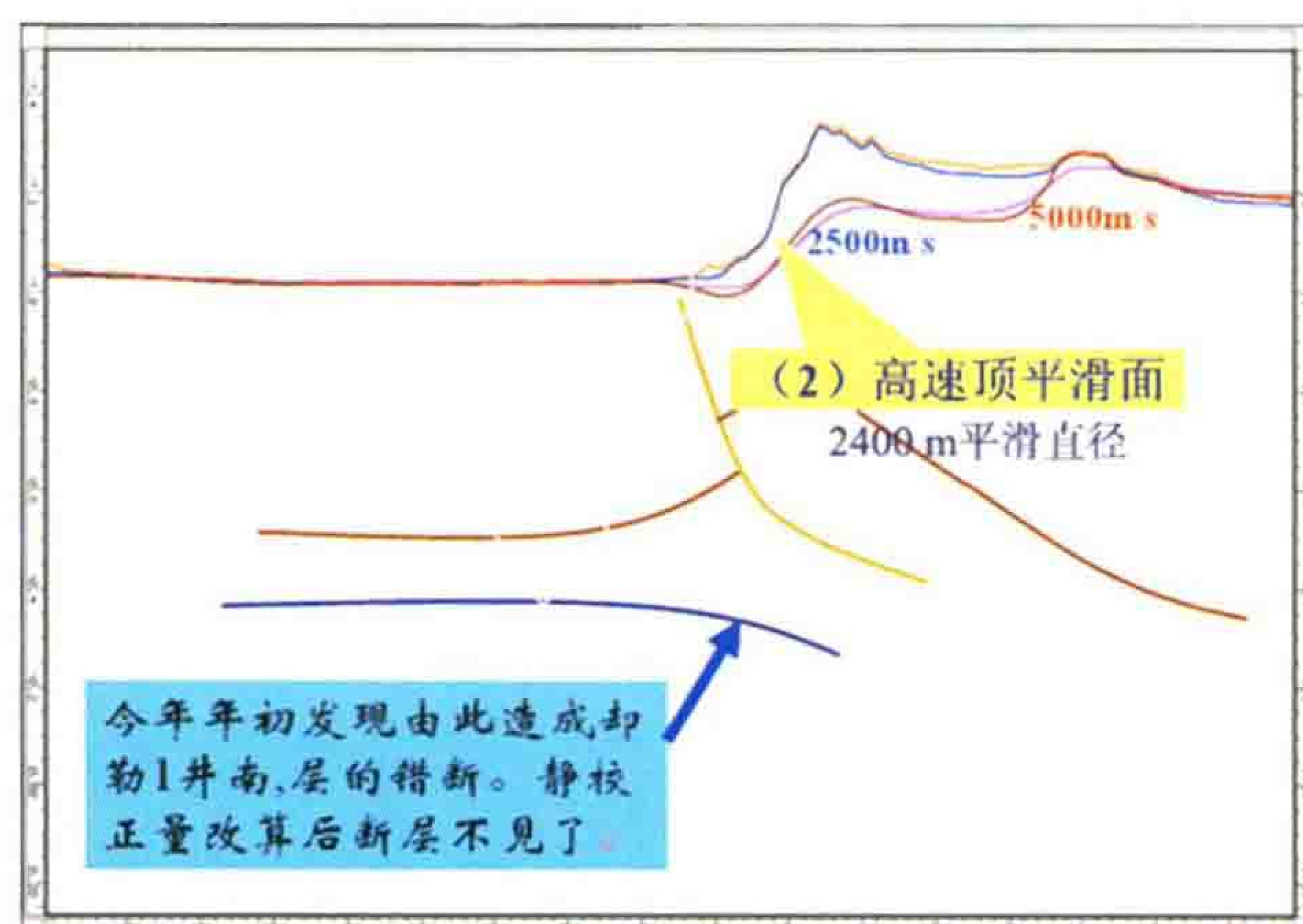


图 29　2400 m 平滑直径高速顶平滑面如红线所示

我们认为此例中，平滑直径 2400 m 太小，曾造成深层的假断层。后来通过修改静校正量才得到纠正。所以还是平滑直径 8400 m 的较为合适。但是高速层顶界所谓的 V_2 标准是啥？南部 150 m 厚的第四系中 $V_2=2000$ m/s 算高速层，北部山地 $V_2=4000$ m/s 也算高速层。这样显然也会对替换速度的合理性造成影响。这就是却勒山地资料处理中的第二个难题。

（二）此次却勒地区会上暴露的矛盾不少

(1) 却勒的 T_8 层形态各异，东方公司是向北级级下掉的台阶（图 11），Paradigm 公司是简单的北倾下扎，在 1 井南 400 m 有南掉断层（反向屋脊）（图 13）。

(2) 基准面选取方面，$R=5400$ m（剖面见图 26）的与 $R=8400$ m（剖面见图 27）的形态也不同，高速层速度是否接近一致，替换速度是否合理？

(3) 展示的速度场优化前后的剖面相差较大，是有改进，但速度场的合理性还需探讨。例如在构造北翼为什么水平叠加 T_6 层能加出来（图 31），做了叠前深度偏移后，反而没有轴了（图 22）？

(4) 会上杨长春同志提出偏移孔径方向选择的合理性问题，值得参考。

(5) 王卫华同志提醒在浅层静校正没有做好前，叠前去噪过头会产生后患。

(6) 不少同志提出浅层问题解决不好，矛盾会转向深层的反射正确成像。静校正、基准面、替换速度以及速度建模也需要有良好的浅层的信息做控制。

这些问题的确值得我们深思。

图 30 所示的是应用层析反演技术来获得表层速度场的图件，这是一种很好的尝试，表层问题解决了，深层的矛盾也就小了。

图 31 是去噪试验过程中的前后叠加剖面对比，从处理过程中的剖面就能看到北翼浅层是有反射的，如箭头所示。而在图 22 的叠前深度偏移剖面上几乎看不到了，这说明我们的工作还有待改进。



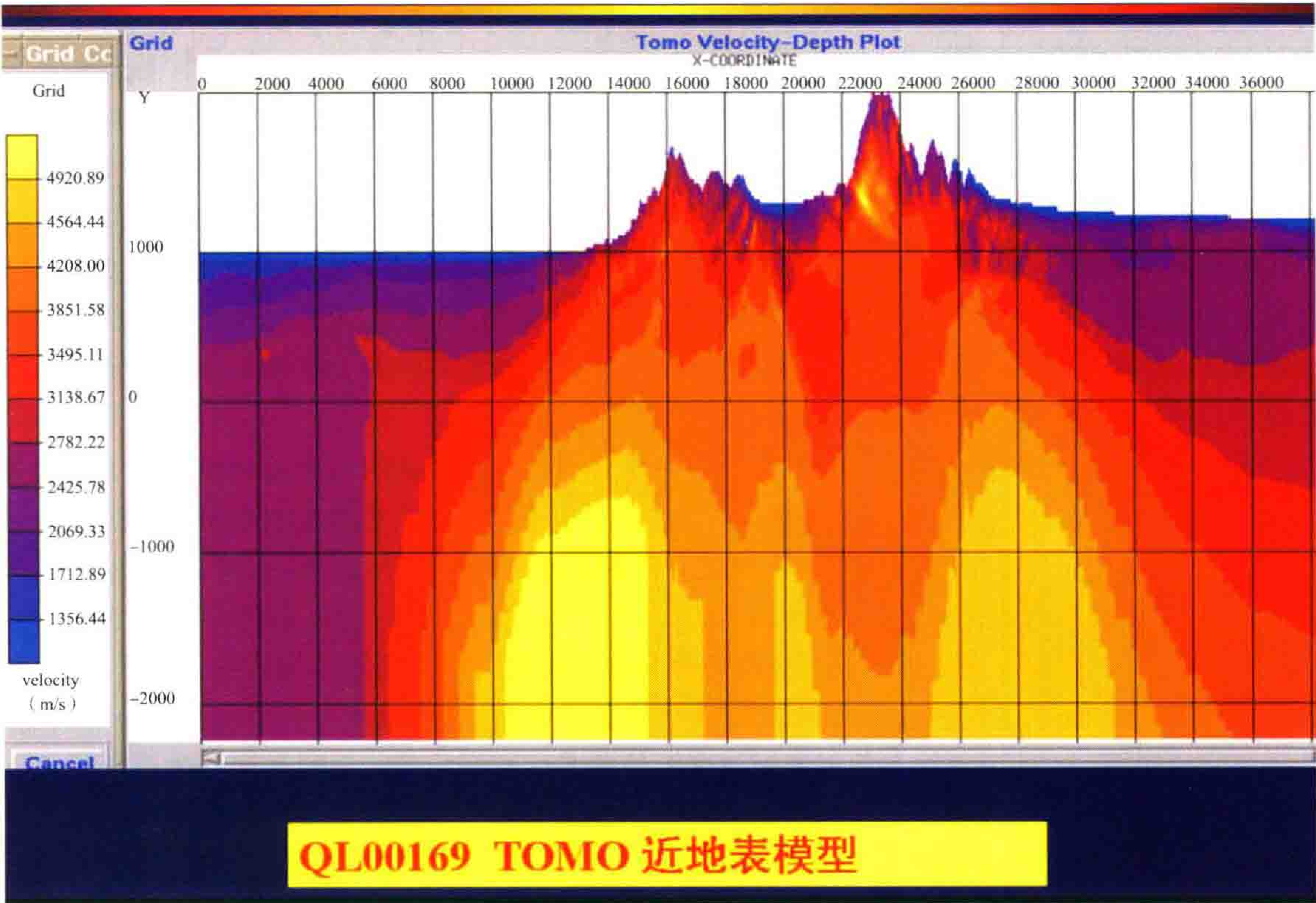


图 30　利用层析反演来获得表层速度场

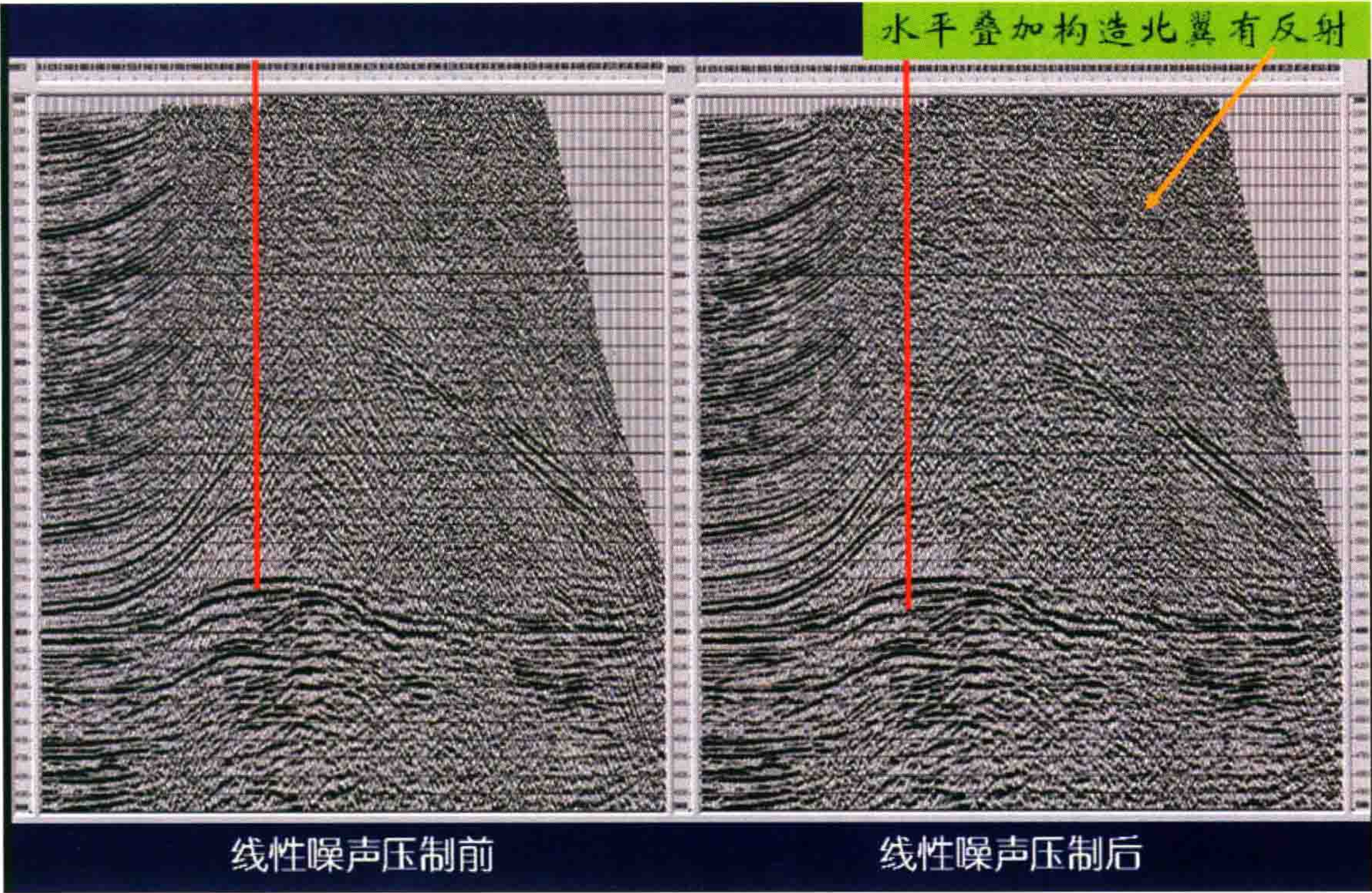


图 31　去噪试验叠加剖面上可看到构造北翼存在反射信息

七、问题讨论

最后谈谈我不成熟的看法：

(1) 关于 Kirchhoff 偏移,偏移孔径的选择是个大问题。杨长春那里有不错的例子。过去四川也有"定向偏移"的做法,但是它要事先大致知道反射界面的倾角产状,并且这种方法走过头了就回到几何地震学的范畴。所以要掌握分寸,信噪比太低了就只能用"模式处理法",但要防止出假(火焰山深层就出现过这样的失败例子)。

(2) 从地表开始偏移的主要矛盾是低降速带不容易掌握,按高速层顶圆滑面作处理是比较理想的,但却勒山区可能还有问题。因为从南到北,它从 50 m 到 300 m 一段的速度场还极不均匀。这是我国西部山区在叠前深度偏移中不可忽视的又一难点。我曾经与 Paradigm 的经理讨论过,他也认为美国墨西哥湾海上的叠前深度偏移是最容易做 PSDM 的,而中国的西部的干旱山区是世界上做 PSDM 最难的。

靠层析反演来提供浅层速度结构可能比较合理。

(3) 得好浅层反射对复杂构造的资料解释具有重要的意义。但是我们山区的地震剖面上很少见到获得浅层陡倾角反射。其原因有三:① 最小炮检距及道距不够小;② 射线很快超过临界角;③ 信息在初至折射波附近,易被错误切除。另外构造顶部浅层没有反射影子可能还与地层扭曲、陡立有关,非双曲线严重,水平叠加也加不出东西来。

图 32 为我所做的出露地表的不同倾角反射界面与初至折射波的关系图。从图中可以看到:在折射初至波斜线附近,45°倾角的反射(红线)正好在时距曲线的极小值附近,反射波与折射初至波是以直角相交,很容易被切除。60°到 90°的反射波与折射初至波交汇处的产状刚好相反。很容易误认为是干扰波而被去掉。这便是浅层陡倾角反射在我们地震剖面上往往看不到的缘由。今后要在资料处理过程中十分小心留意才是。

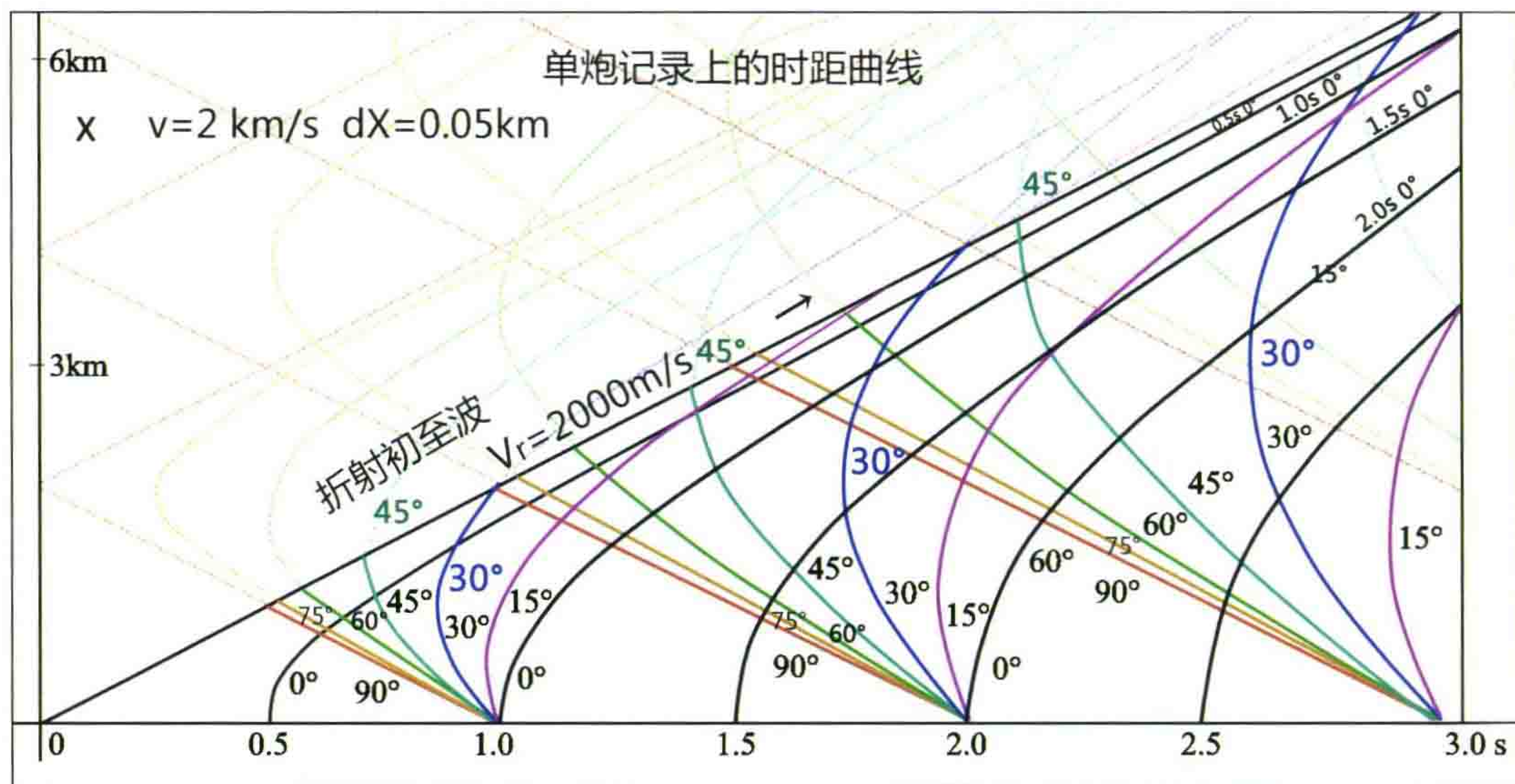


图 32 出露地表的不同倾角反射界面与初至折射波的关系

结 语

此文在出书前,2013 年我又增加了下面一段结束语。

塔里木盆地却勒地区这次的探井失利使我们认识到叠前深度偏移的重要性。今后还有不少新课题需要我们去研究。我国尚有大片山区(前陆盆地)具有很大的含油气远景,但是这些地方往往由于构造复杂,加上速度场多变,使地震资料成像不准,或者无法成像。

在诸多难题中,我认为在低信噪比地区速度场不准可能是最大的难题。玉门油田青西窟窿山的三维地震导致失败的重要原因也因为无法知道正确的叠前偏移速度是多少。这个问题长期困扰着我们,外国也无法解决此问题。

我提出今后应该采用把多级检波器放到地质报废井或低产井的深井中，采用我称之为 VSP-Tomo（深井 VSP 层析反演）的方法，求取偏移速度场。这个方法通过我物探研究院的侯爱源和张文波两人最近一年的攻关，已经初步见到成效。通过了编程及模型试算，理论上已经证实 VSP-Tomo 方法在复杂构造地区可以获得误差很小的偏移速度场，为叠前深度偏移创造良好的条件。在老地层逆冲大断层附近，普通的层析方法只能粗略地求得表层速度。我们的理论模型证明：炮点出发的绝大部分射线是回不到地面来的，依靠回折波初至时计算的常规层析法是无法解决中、深部地层的速度场的。只有把检波器放到井下去，才能解决问题。

这个 VSP-Tomo 方法在今后的改进完善后，将在我的论文集第四篇（奋进篇）中加以发表。

我国石油地球物理勘探今后的发展方向



这是我当时对我国石油地球物理勘探今后的发展方向所做的较全面的探讨，发表于1993年《石油地球物理勘探》第2期上。

关键词

科技进展　石油地球物理勘探　地震数据采集　地震数据处理　高分辨率勘探

我国石油地球物理勘探工作在最近几年中取得了长足的进步，主要表现在下列几方面：

（1）三维地震勘探技术得到普遍的重视，取得了明显的地质效果和经济效益。近年来，我国石油系统每年投入三维地震勘探的队伍约75个地震队，可完成2000 km^2 三维地震面积勘探，查明了地下大量的断裂系统，搞清了构造高点的准确位置，使钻探的成功率明显地提高。东部的胜利油田及辽河油田成功地依靠三维地震资料，打出了一批油层很厚的高产井，对我国石油工业持续稳产、高产，起到了十分关键的作用。

（2）在克服地表施工困难的能力方面有了进步。在我国西北新疆的准噶尔及塔里木的大沙漠区，现在能够顺利地进行物探工作，过去没有人迹被人视为畏途的沙漠瀚海，现在有了马力强大的沙漠越野车，可以到处通行无阻，使我们有可能发现塔克拉玛干大沙漠中的油田。过去我们对渤海湾海滩、浅水区及内陆湖泊很难进行地震勘探，现在有了遥测地震仪及相应的水上交通工具，可以顺利地在辽河河口、黄河口及洞庭湖水面开展工作，取得了很好的勘探效果。

（3）地震资料的处理能力及处理水平方面有了大幅度的提高。不少过去由于计算机能力所限而不能做或者不能在生产中大量使用的程序：如DMO、QCOMP、两步法反褶积、三维资料的一步法偏移等等，现在都可以推广应用，并且对提高资料成果的信噪比和分辨率方面起了很好的作用。吐鲁番盆地就是在地震资料得到很大改进的基础上才发现了吐哈油田。大庆油田也是在高分辨率处理成果的基础上，才查明了不少中小油田。

（4）这几年石油地球物理勘探战线上，随着工作的深入开展，一批技术人员也得到了锻炼和成长。尤为可喜的是一批年轻人已具备较好的基础专业知识，他们钻研技术，掌握现代地球物理勘探的先进知识，正在茁壮成长。这是我们地球物理勘探事业今后兴旺发达的重要标志。

展望未来，我想谈谈我国石油地球物理勘探今后的发展方向。先从国内外的动向说起。

一、地球物理勘探的发展动向

国外情况——目前处于低潮，物探公司被测井公司兼并，工作量削减，裁员。这个过程不会很短。今

后地球物理勘探只有在调整中求发展，在高技术竞争中求生存。近期主要的努力方向是：

(1) 降低物探野外采集成本，提高竞争能力。如海上的多缆接收，可控震源的多炮记录同时接收等。

(2) 尝试把工作量转向油田开发，寻找新的出路。如热驱采油的监控，已取得成效；井间地震尚处于探讨阶段，储层描述正在发展之中。

(3) 继续发展、完善处理技术。

(4) 提高解释能力和效果，解释工作站飞速发展，各种机型层出不穷。今后将扩展功能，发展到各种数据库的综合利用和综合解释。测井、地质岩性与地震资料的有机结合将促成对地下情况的较透彻的了解。

国内情况——东部地区已经转入隐蔽油藏的深挖细找阶段，老油田在开发中要求地球物理充分发挥作用。三维地震已经获得良好的效果，储层预测技术也在实践中发展。今后将要求地震勘探进一步提高分辨率，进而解决油田开发方面的需要。这个问题难度较大。“八五”科技攻关规划已将“开发地震”列入储备性的攻关项目。

国内新区勘探将面临复杂地表条件(浅海滩、大沙漠、西部山前带以及西南地区喀斯特地形区)和地下逆掩推覆体的复杂波场成像与解释课题。

根据以上国内外发展动向，从技术上来说，我认为今后地球物理勘探将立足于三维地震以及高分辨率勘探两大支柱上。虽然我国西部地区今后还需要做很多二维地震工作，但东部地区主要是通过提高分辨率并结合三维地震，来逐步使储层预测及储层描述满足油田开发的需要。这是今后要大量做的工作。

二、关于进一步提高分辨率的几点意见

当前我们一般的技术水平，在埋深 2～3 km 之处反射波的主频约为 30～40 Hz，大致只能分辨 20～30 m的储集砂层。通过“七五”期间的攻关，凭借我们现在的技术，已经大致可以将主频提高一倍左右(60～70 Hz)。前年我们看到苏联在西西伯利亚地区通过 CDA 技术，在 2.3 s 处获得主频为 120 Hz 的反射剖面，能够分辨 6～8 m 的砂层，有一个例子能看到油水接触面的平点反射。我相信只要加强研究，我们在不远的将来，把主频提高和超过这个水平是完全可能的。

高分辨率勘探是一个系统工程，从野外采集、处理，乃至解释，每一个环节都要加强，才能奏效。根据我近年来的研究，提出以下几方面需要改进和攻关的课题。

(一) 野外方面

一般人认为野外只要“四小二高”(小药量、小井深、小道距、小组距、高采样率、高频检波器或涡流检波器)就可以了。我认为还有两个十分重要的问题需要解决，即：① 降低野外的高频噪声水平；② 同时记录高低频信号。

(1) 通过对大庆高分辨率实际记录的分频回放，发现 85 Hz 以上的信号在野外就没有被接收进来，它们淹没在一片高频噪声里。这是野外施工中没有注意防止刮风微震所造成，以致无法在野外监视记录上直观地显示出来。为解决这个问题，我提出应该以高频档回放记录上见到目的层的反射波影子，作为评价、验收记录的标准。

(2) 地震仪的总的动态范围虽然可达 140 dB 左右，但对同一时刻到达的高频信号及低频信号，要同时记录下来的动态范围只有 60～70 dB(因为具体记录波形的只有 14 个二进位)，而且当面波比信号强 20 倍时，高频信号同时被记录下来的动态范围就只有 40 dB 左右。

对于一个中新生界的沉积盆地来说，我做了一个理论计算：对 2 s 的反射波，大地吸收对高频 120 Hz 信号的吸收，比低频 10 Hz 信号的吸收要强 85 dB，即差一万多倍，所以无法同时记录下来。

这便是高频信号不能被记录下来的“第一种极限”，我称之为“第一死亡线”。为彻底解决此问题，可以

设想两种方案：① 将现有仪器的 14 个二进位“尾数”MANTISSA 改为 24 位至 30 位(带增益码的)，增加其“瞬时动态范围”；② 将低频信息与高频信息分开成两个道来录制。

但这两种方案对目前来说是不够聪明的。在现阶段的较明智办法是：通过提升高频或压低低频的办法，来使高、低频信息压缩到 50 dB 以内，使之就范于 14 个二进位中。

现在提升高频的思想已经在国外新地震仪的制造工艺中被注意到了。例如 I/O 公司 System-Ⅱ地震仪已采用 24 位模数转换器，并且带有一个高频提升放大器，即 Spectral-Shaping-Filter。最近 HGS 公司也推出 VISION 地震仪，采用 24 位模数转换器和平衡频谱转换 TM 技术。

其实，提升高频或压低低频的措施是多种多样的：在激发方面，可以使用可控震源的非线性扫描。炸药震源可用较大药量、较小井深以加强高频分量；在接收方面可以用涡流检波器、加速度检波器或速度型的高频检波器。涡流检波器提升高频的能力有 6 dB/oct，但灵敏度太低。加速度检波器经积分后也可提升高频 6 dB/oct，但它的稳定性很差，不实用。自振频率为 100 Hz 的高频速度型检波器，在截频以下陡度可达 18 dB/oct，比较好，但 80 Hz 以上抬升还不够。最好能将自振频率进一步提高到 130 Hz 左右。

我认为相对提升高频的方法还可以通过提高前置滤波器的截频 F_1 来实现，它可以较好地补偿大地吸收作用。

其实，如果有了合适的前置滤波器截频，那么检波器的改进似乎也是多余的，因为它们想达到的目的是一致的。我认为目前来说，改进前置滤波器比检波器换装要简单得多，而且灵活得多。希望将 F1 提高到 150 Hz 左右，此外，另一方面还要注意不要丢失 10～20 Hz 附近的低频信号。这可以通过在 RC 滤波器线路中增加一个漏电电阻来实现，使低频端信号降低到接近 50～60 dB 后不再降低。建议我们下力气攻下这关。如果此 RC 线路改进得很高明，应具备时变、改变高频提升曲线的功能。因为不同 T_0 时间的地层吸收曲线(能量随频率变化)是不同的。

这里顺便说一下。过去制造仪器的人总以为：频率特性曲线顶上平而宽的才是 Hi-Fi 高级保真的仪器。他们没有想到大地吸收的频率特性曲线斜(陡)得太厉害，仪器频率特性曲线顶上平而宽反而坏事了。所以我认为概念要转变一下。此外，对各地震通道的 RC 前置滤波器的特性一致性，我的要求不高，有±10％的精度就足够了。因为室内的两步法反褶积在共检波点道集中是完全可以纠正这种道间差别的。

高频信息不能被记录下来的第二种极限，我称之为“第二死亡线”的是：地震仪器所能接收的最微弱的信号是 0.1～0.2 μV(也就是由仪器电子部件热噪声所决定的换算至仪器入口处的电压值)。这在目前似乎是不可跨越的障碍，TI 公司做得最好也仅能达到 0.1 μV。

当然，目前野外的高频噪声水平很大(几十至几百微伏)，它才是主要矛盾。所以今后野外施工中必须注意防止刮风微震的干扰。

(二) 资料处理方面

近年来我们在高分辨率地震资料处理技术方面已经有了长足的进步。两步法反褶积、反 Q 滤波、迭代动校正、谱白化、剩余子波相位校正等一系列措施都已取得较好的效果。

今后尚须在以下几方面做出努力：

(1) 陆上资料在两步法反褶积和反 Q 滤波之后，子波基本上保持波形统一了。此后最关键的是动校正和静校正要保证足够的精度，例如静校正均方根误差如为±2 ms 时，93 Hz 以上的信号就要受压制。在动校正方面，最大炮检距处的总动校正量误差只要差 6 ms，100 Hz 的信号就出不来。此时主频最大到 60～70 Hz 就再也上不去。而我们的叠加速度是靠人工拾取的，稍不注意就会造成动校正在最大炮检距处差6 ms。

今后除了采取分频处理，迭代动静校正以外，最好能够编出自动化程度更高的高精度迭代动静校正程序，它根据高频信息的叠加效果，自动调整速度参数及静校正量。

(2) 水平叠加对压制各种干扰波方面起着十分重要的作用。如果没有多次覆盖、水平叠加这套技术，

我们很难想象地震勘探能取得像今天这样的成效。然而现在看来，水平叠加也有副作用。它存在四方面的缺陷：① 动校拉伸，层间波形干涉造成水平叠加剖面的分辨率大大降低；② 水平叠加的结果并不等于零炮检距剖面，会造成波阻抗递推公式的错误使用（后者只适合于纵波的正入射的情况）；③ 水平叠加剖面抹杀了 AVO 信息，并且也是造成井旁地震道与合成记录道对不上号的原因之一；④ 射线在层状介质中的折射弯曲造成反射时距曲线并非为双曲线。例如塔北地区根据钱荣钧先生的计算，实际曲线与双曲线之差可达 2～3 ms，它也使水平叠加损害了高频信息。

是否可以考虑不作水平叠加呢？这是值得研究的问题。出路是做拟合 T_0 道（或 P 波剖面）。三年前俞寿朋先生提出了多项式拟合 T_0 道——一种无动校拉伸现象的叠加技术，取得了成效。最近新疆的赖仲康和我局研究院吴树初也分别修改了 AVO 流程中用抛物线拟合取代直线拟合来求 P 波剖面的方法。这是获得零炮检距剖面的另一个方法，它可以同时获得 AVO 的其他剖面，如 G 梯度剖面、泊松比剖面、拟横波剖面及碳氢指示剖面和回归系数剖面等。

拟合 T_0（或 P 波剖面）与水平叠加相比有两个弱点：① 在克服随机干扰能力方面来说，它不及水平叠加强。这个弱点容易解决，只要在拟合 P 波剖面之前先作一次 F-X 域预测去噪（RNA 或 VIZIR）就行了。② 拟合 P 波过程中，无法克服多次波和转换波。

我最近研究了一种称为“剔除拟合法”的方法，它能够克服多次波并且能保留 AVO 现象，可以获得拟合 T_0 道 P 波剖面和 AVO 参数。该方法要求输入经过动校正、将有效波拉平后的 CDP 道集。它采用一边剔除一边拟合的方法，使多次波及随机噪声基本上得到克服。它还可以拟合出不带动校拉伸、不带多次波的 P 波剖面（即自激自收（零炮检距）的纵波正入射剖面）。这是一种极有前途的方法，可以取代水平叠加剖面，使波阻抗反演技术得到合理的结果。

(3) 高分辨率的剖面应该如何偏移：在偏移速度的选取方面，长期以来一直沿用将叠加速度乘上某一个百分数的办法。这是很不合理的做法，它一直影响着我们偏移成像的质量。

陈祖传先生和我都感到应该解决这个问题了，我们国家在偏移成像的算法理论方面已经达到世界水平了：从马在田的 65°差分偏移，到范尚武、刘超颖的全倾角差分法逆时偏移（还有张关泉、李志明及王振华的偏移方法研究成果等）。最近我局研究院的赵振飞又提出了“拟合法差分偏移”，把偏移的精度问题完善地解决了。它适合于大倾角和速度可以任意变化的情况，每步延拓都可以最佳地拟合波动方程，运算速度也不低。在这方面，我们算是进入世界领先地位了。

然而现在偏移速度不准的影响已经大大超过了偏移方法本身的误差。陈祖传先生设想通过 DMO 以后的无倾角影响的叠加速度，直接推算均方根速度，再由均方根速度及层速度推算平均速度或射线速度，用来作偏移速度。我完全同意并支持他的意见。除非地下构造相当复杂，否则这样的办法是完全可行的。

在构造非平缓区，一般的偏移成像的算法对高频信号还是要产生假频和频散现象的。因此必须在偏移前采用道内插技术，加密空间域采样点。

我局研究院国九英于 1991 年在俞寿朋和周兴元两位先生的指导下搞成了 F-X 域等间距道内插技术，它能够大大加快地震资料的道内插运算效率，对三维资料的道内插工作更能节省大量计算机时间。1992 年他们又搞成 F-K 域等间距道内插技术，运算效率更高。今后将起重要作用。

(4) 我们前年访问了苏联的西伯利亚地球物理勘探联合体。看到他们有一种共反射点面元叠加技术，称作 CDA 方法。该方法可以得到很高分辨率的地震剖面。关于苏联 CDA 方法的重要启示是：我们完全可以借用相邻 CDP 多道的“同相叠加”，来达到改善高频端的信噪比，使后来的谱白化的门可以开得更高，得到甚高分辨率的剖面。

分辨率的高低决定于频谱的“有效频带”的宽度。所谓有效频宽是指信噪比大于 1 的那些频段。想展宽频谱，这本身在数学上是轻而易举的，但是如果我们把无效频带的那一部分也提升起来，必然造成干扰波在剖面上占优势，剖面就乱成一片。1986 年我曾指出：“任何反褶积（或单道褶积滤波）都不改变每一个频率成分的信噪比”。所以要展宽频谱必须先提高信噪比，尤其是提高高频成分的信噪比。因此我们要十

分重视去噪手段的使用。有时,简单的相邻 CDP 道混波也能起到很好的作用。只要我们能保证“同相叠加”,完全可以牺牲一部分富余的横向分辨率,来达到明显地提高信噪比,进而展宽有效频带的效果。建议我们研究一下苏联的 CDA 技术,搞出我们的应用程序来。

(5) 做好地震子波剩余相位校正。其重要性是:零相位子波的分辨率最高。然而,实际上,目前的处理技术尚很难做到子波零相位。1987 年 Levy 提出自动相位校正 APC 方法,即常相位校正法。他使用了最大熵准则,即要使方差模 Varimax 最大。该方法有效果,但还存在如下问题:

① 不同的地震道往往可以得到不同的相位校正角;

② 对于混合相位子波,常相位校正不能使其真正零相位化。

这里的关键问题是:地震道的相位谱是由子波的相位谱与反射系数的相位谱相加而成的,人们很难在地震道上区分出子波的相位与反射系数的相位谱。

复合波是最糟糕的,这可以由楔形模型加以证明。

我设想今后的解决办法是:

利用第一种突出系数(Varimax 比值)可以作为一种判断标准,即

$$Ratio=\frac{V_{\max}-V_{\min}}{V_{\min}}$$

式中 $V_{\max}$ 和 $V_{\min}$ 分别表示从 $+90°$ 到 $-90°$ 相移时方差模的极大值及极小值。不同时窗中,当这个比值最大时,子波才最接近零相位化。而光是 Varimax 变大,并不说明子波已经零相位化了。

第二种突出系数是在包络曲线上寻找波形较瘦窄而振幅较强的波,它的突出系数高,复合程度就低。在那里开时窗,就能求得比较合理的相位校正值,使子波零相位化,这种复合程度较低的波实际上就是地下大套灰岩的顶界,或基底波、潜山顶界面,或者是厚盐层、厚层火成岩的顶界反射。所以在挑选时窗时,应注意避开风化壳发育的地段才能奏效。

(6) 关于地震反演技术方面,近年来出现不少新的方法,例如 Delog(最大似然反褶积),L1-NORM (L1 模反褶积),SLIM(地震岩性模拟),GLI(广义线性反演),BORN(波恩)反演等。有的时候它们反演后,在 2000 m 深度上,可以划分出 4~6 m 的砂层来,似乎“打破”了垂直分辨率的限制,并且可以随心所欲地划分得更细。我对这种现象作如下解释:它们不是真分辨率,而是“视分辨率”,这种精细的分层只是许多可能解答中的一种。

真分辨率是严格由地震最终叠偏剖面的有效频宽所决定的,例如 10~50 Hz 频宽的剖面大致只能分辨 25~30 m 的砂层(即 $\lambda/4$ 的厚度)。如果你用 SLIM 或 Delog 把它分得更细,则必然是多解的视分辨率。它们只是在一定假设条件下的最好的猜测。

我认为,地震资料本身没有获得的分辨率,不可能通过高明的数学方法来获得。正所谓巧妇难为无米之炊。

那么我们需要不需要视分辨率了呢?我认为是需要的。但是必须认识到它是多解的,并且 Delog、SLIM 等方法是一种低水平的视分辨率。我认为高水平的视分辨率是 HGS 公司的 BCI 方法,即宽带约束反演(CGG 公司的程序名叫 ROVIM,俄罗斯地矿部的程序名叫 PARM)。它们是基于这样的思想:测井资料的垂向分辨率很高,但是它只是一孔之见;而地震勘探的分辨率虽不高,却是线上和面上的数据,可作控制。我们应该把这两种资料结合起来,取长补短,以获得对地下情况的正确而详细的了解。

过去我们利用测井资料时,往往一上来就把测井资料丰富的高频信息全部滤掉(作 8~60 Hz 的带通滤波)。这是不正确的思路,舍长求短了。现在宽带约束反演就是在井的位置上完全相信井的高频信息。以它为出发点,将地震资料作为控制,最后在最小二乘或 L1 模的意义上逼近实际地震记录,从而内插及外推出一个详情的波阻抗剖面,这便是 BCI 剖面。

HGS 和 CGG 的方法需要大量的计算工作量。俄罗斯的 PARM 相对地只需较少内存、计算较快;但需要较多的人工干预,反复修改。宽带约束反演后的剖面的分辨率也是视分辨率,因为虽然在井附近它几乎是完全正确的,但离井愈远,误差就愈大,多解性也愈严重。但这毕竟是取了长,补了短。尤其是今后在

开发地震过程中，工区里井比较多，就更可得到合理的内插反演剖面。

我们看到 HGS 公司 Martinez 等人在智利油田一个三维工区使用 BCI、LCI 技术(后者为岩性约束反演)的文章是目前复杂油田储层描述的极好实例，他们把最高频率由原来三维叠偏的 68 Hz 用宽带约束反演扩展到 130 Hz。在 1.5 s 深度，可以分辨 8 m 左右的砂层，做出砂岩百分比、泥岩百分比及孔隙率百分比的分布剖面，反映了当前 BCI 方法的最高水平。

我推崇这种方法，建议立即组织力量，研究我们自己的宽带约束反演方法。并且最好在约束条件中，除了以井的数据为约束之外，还能加上岩性变化的方向及变化快慢趋势等"先验知识"。能够指导高频信息的内插迭代过程，使得最终剖面"在地质意义上"更为合理。

(三) 解释方面

高分辨率的剖面应该如何解释？这个问题过去没有人认真考虑过。不少研究单位直接用高分辨率的剖面去作砂层追踪，或者用其振幅参数，用调谐曲线作厚度计算。这是有问题的。四年前，我作了理论记录。发现反射记录上的同相轴实质上是追踪反射系数而不是追踪着砂层。在分辨率不高的常规剖面上，这个矛盾暴露得不明显。当有效频带展宽到 80 Hz 以上，主频达 50 Hz 以上时，反射剖面愈来愈不像砂层剖面。当主频达 100 Hz 以上时，反射剖面实际上接近反射系数剖面，人们很难看懂和解释它。只有把这种剖面转换成波阻抗剖面，或者简单地从上到下连续累加，成为积分地震道，才能真实地反映砂层的变化情况。

因而我认为高分辨率勘探的最终成果，交到解释人员手里的剖面不应该是一般的水平叠加或者叠偏剖面，而应该是波阻抗剖面或者是积分地震道剖面，否则解释人员很可能做出错误的解释。

"采集的高分辨率地震资料处理后，如果不作波阻抗或积分道剖面，就好比农夫辛辛苦苦种了庄稼而不去收获!"，我的这句话并不太夸大。两年前我访问了在美国某家大公司工作的美籍朋友，他们公司在墨西哥湾海上寻找非背斜油藏一直取得成功。其成功诀窍有三：亮点、积分地震道和 AVO 技术。他们公司多年来始终规定，凡是送到解释人员手中的剖面必须是积分地震道剖面。

我国东部地区早已进入非背斜隐闭油藏的搜索阶段，所以我积极推荐对砂岩储集层搞积分地震道处理剖面。这是一种简化了的相对波阻抗剖面，其振幅正比于波阻抗的自然对数。

当然，有条件能够做绝对波阻抗自然更好，但是它要花较多的时间和精力。与绝对波阻抗相比，积分道的优点是：① 递推时累计误差小；② 简单，不需要反射系数的标定；③ 没有井的控制也能做。缺点是它不知道波阻抗的绝对值。

最近，胜利油田等单位试做了积分地震道，取得了很好的成效。

结　语

以上这些意见只是我个人的一些见解，请大家加以讨论，错误的地方请给予指正。

最后，我对今后地球物理勘探事业的发展前途充满信心，科学技术的发展是没有止境的，我相信地球物理勘探的技术也会不断前进，精度会不断提高，可以为我国今后找出更多的油气资源，以及更好地为开发油气田做出更大的贡献。

文章编号 214-2

按科学程序搞好油气勘探



这是我当时对我国油气勘探今后的勘探方向所做的探讨。发表于 1998 年 3 月《勘探家(石油与天然气)》杂志上。

我先从新疆准噶尔盆地的含油气规律讲到塔里木的勘探方向。又谈到我国东部地区加深海滩地区油气勘探的意见。最后又重点提出了改进地震勘探的具体建议。

摘　要

本文通过对新疆地区含油气规律的认识，认为其油气聚集与断裂带关系密切，指出塔里木盆地玛扎塔克断裂带是有利于油气聚集的含油气区带，对吐鲁番盆地火焰山的深层隆起提出三步走的勘探方法。在渤海湾地区，作者认为曙光应在海上。

文中提出了今后深化地震勘探工作的若干建议，强调沿海地区要抓好高分辨率地震勘探；在新区勘探方面，地震、地质条件将愈来愈复杂，野外采集与室内处理工作的难度也越来越大，因此必须依靠技术进步才能适应新的形势。目前地震资料处理是一个薄弱的环节，关键在于提高人员的技术素质。

关键词

断裂带　深部构造　古潜山　地震勘探

最近通过参加中国石油天然气总公司的几次勘探会议，了解到不少新的情况，对全国油气勘探的形势有了新的认识，并对今后石油工业的发展充满了信心，也从中得到了启发。

一、新疆的含油气规律

1990 年秋，笔者有幸在乌鲁木齐市参加了新疆石油管理局向闫敦实总地质师的勘探形势汇报会。从那次会上我就开始考虑一个问题：准噶尔目前所找到的油气储量绝大部分不在背斜里面，而是集中在一条巨型的克一乌大断裂带上：南从小拐开始，经红山嘴、克拉玛依、乌尔禾直到夏子街及石南地区。由此，可以有两点认识：

① 区域性大断裂控制着沉积及构造的发展以及油气的生成与聚集；

② 该有利含油气断裂带是位于凹陷的区域性上倾的方向上。

于是，当时笔者就开始怀疑在塔里木盆地中只打背斜圈闭的做法是否具有某些片面性。会后，在库尔勒研究队就向他们提出过：希望考虑一下“塔里木盆地中的‘克拉玛依’在哪里。”这是值得认真思考的问题。

1994年，笔者参加了中国石油天然气总公司科技局召开的“九五”期间发展石油工业的关键措施研讨会（参加会议的还有李德生院士等），就塔里木盆地油气勘探过程中的地质综合研究问题再次发表看法：认为那种只依靠地震勘探找鸡蛋，有一个高点打一口井的做法恐怕是很不全面的，并提出地质家的思路应该开阔一些，以准噶尔盆地为借鉴，应寻找更大的找油目标，即区域性大断裂带。

目前大家普遍关注着塔里木盆地的油气勘探，我想提出以下的看法：

（1）塔里木盆地控制油气的主要因素还是区域性的大断裂带。从塔北的轮南、桑塔木到牙哈一带的油气聚集来看，主要是受几条大断裂带的控制；塔中的情况也是如此。然而这些断裂带的规模还仅仅是中等的。

玛扎塔克是一条规模巨大的大断裂，航天卫星照片上有十分明显的反映。该断裂带全长300 km，西起色力布亚、曲苦恰克和麦盖提，过叶尔羌河后还有海米塔克山、罗斯塔克山、鸟山-古董山，直到玛扎塔克山，中止于和田河畔。整个大断裂带的南面是塔西南坳陷的一个区域性大单斜。

（2）从沿叶尔羌河的地震大剖面（Y79-320测线）可以看出它与准噶尔的对比十分相像。南面的柯克亚、固满构造相当于齐古油田及呼图壁气田，只是上第三系比北疆厚了许多。由此向北上抬，直到陡峻的曲苦恰克逆冲断层一带，相当于克-乌断裂带。这里所有打到石炭系的井几乎都见油气显示，其中曲3井、麦3井及群5井三口已获工业油流。

根据简单的类比方法，认为塔里木盆地的“克拉玛依”可能就在玛扎塔克断裂带。此带的目的层系众多：石炭、泥盆系及寒武系盐下和海相下第三系等。东面鸟山的山1井已获天然气日产12×10^4 m^3的好情况。全带已有20口井见显示，其中7口井获油流或工业性油流，看来是一个大场面。

（3）巴楚隆起的顶部，最高点在偏西处，从地震剖面（MX95-92测线）看，在巴楚隆起中央部位，南北存在着一对逆冲断层，南带向南冲，北带向北冲。其中以南带活动性更为强烈，它是一条北西向的大型隐伏逆掩断层，把整个6000多米海相地层由北向南逆冲掀起。向西，中央逆掩断层在卓尔湖附近使大片寒武系（或震旦系）地层抬出地面。向东，中央逆掩断层逐渐倾没，并与玛扎塔克东西向断裂相交于鸟山一带，古董山便是它的余波，它使石炭、二叠系地层抬起出露到地面。

整个巴楚隆起不是一个简单的隆起，而是由一组北西向的断裂带与另一组东西向断裂系统复合而成的。目前的地震资料信噪比很低，并且有严重的多次波干扰，关键部位的层位对比不可靠。因此，迅速查明它的内部结构是至关重要的。

（4）目前看来，整个巴楚隆起范围内，以南带玛扎塔克断裂带附近较为有利。其次是北带吐木休克大断裂带的西侧及东侧。东侧就是巴东地区，地震剖面（如SN-87-340）上存在着三个台阶，也可以广泛地找到较大型的圈闭，并且附近的和4井，巴东2井等也都在奥陶及寒武系地层中见到油气显示，显然也是有利地区。

吐木休克中段的断层落差太大、断面单一、下降盘太深，对找油不利。它的西段靠近与沙井子断裂相交之处，又有多处出现二台阶及有利断块，也是找油的很有利的位置。

总之，我们应该重视这些大断裂带的勘探，而且应该科学地、按勘探程序地进行有预见性的、物探先行的周密部署。

（5）玛扎塔克断裂带的东半段地表为沙漠及第三系山地，甚至有石炭系的露头山区，地震、地质条件很差，地震资料一般存在4～10 km的资料空白带，这是目前尚不具备“大上”的理由。笔者认为它正处于重大发现的“前夜”，即还需要继续做工作。

该区应做好钻探前的各项物探准备工作，确保鸟山工区的山地三维地震试验取得突破。野外采集方法要过关，资料质量要上台阶，必须下决心高质量地完成这200 km^2三维任务。

（6）建议对整个巴楚隆起区做完1：5万比例重力细测。采用高精度重力仪查明古生界石灰岩顶面的起伏形态，包括大断裂带的展布及落差变化等。在50年代，笔者曾在克拉玛依做过重力勘探，在普查图上甚至可以很容易地识别克矿Ⅱ区南北的分界小断层。所以重力细测在巴楚地区将会起到十分重要的

作用。

电法勘探也可以进一步查明断裂带上的古生界起伏，甚至上部沉积岩的构造隆起。建议使用CEMAP(连续电磁阵列勘探法)做乌山等重点工区的勘测。

(7) 此外，在布井方式上也有必要改变一下。记得克拉玛依1号井出油后(只有低产)，当时康世恩国务委员在众多苏联专家反对的情况下，支持了安德列克专家的意见，下决心沿着克-乌大断裂打了8排钻井大剖面，一下子控制了整个油区，迅速拿下了克拉玛依油田。我们现在有了地震的新技术，却往往只在最高点上布井，这恐怕是有问题的。且看准噶尔盆地的陆梁隆起，凡是打在隆起最高点上的井一般都是不好的，黑油山也是如此，巴楚的和4井可能也是这种情况，曲3井等也许相当于打在克-乌大断裂上方的低产区。俄罗斯的东西伯利亚地区在隆起高点上布的井也都不好，低处、低隆起反而出油好，这也应引起我们的注意。因此，今后全面解剖重点断裂带时，应该在其不同高低部位布井，甚至直接往断层上打(克拉玛依就是在断层附近才有高产井)。

二、火焰山下找深层隆起要分三步走

四川的地震队在火焰山地区做了几条剖面，其效果比预想的要好得多。由于坚持在山上用井炮激发，并且排列缩短后容易成像，在逆掩推覆体下方，见到一个较宽广的背斜隆起，引起大家的关注。但有必要提醒注意速度陷阱所引起的假象。因为侏罗系上抬之处地震速度偏高很多，引起其下面的反射时间早到，因而形成隆起状。四川地调处已试做了时深转换，在深度剖面上深层隆起幅度就小了不少。但笔者查看了他们采用的速度参数，在1.6 s处的平均速度接近3500 m/s，而且整个隆起范围内没有多大变化。所以这条深度剖面还有假象之嫌。新疆局在风蚀城北哈山隆起下方G001测线上也出现过误判为石炭系之下有二叠系隆起，打了一口深井，结果扑了空。1978年前，玉门油田也在青头山二叠-三叠系地面构造之下发现白杨河组及侏罗-白垩系反射层的隆起，当年曾经还想在玉门油田之下再找一个玉门。后来由于大家认识到这可能是一个速度陷阱，尚未部署深井钻探。

笔者建议对火焰山深层构造应采取三步走的方案：

(1) 时深转换定性：要采用吐哈的实际井下各地层声波速度实测资料，计算出各地层的准确层速度，然后重新做一次时深转换，定性地搞清深层有没有隆起，隆起幅度多少。

(2) 高质量二维地震定量：由于过去火焰山地区的剖面在采集时的最大炮检距太小，仅1850 m，不能准确地做叠前深度偏移，因此建议重做一条高质量的二维测线，采用叠前深度偏移定量地搞清深层构造的隆起幅度及高点准确位置。

(3) 在上述两步确定之后，方可下决心做火焰山的山区三维地震，但需要仔细用地下共成像点(CRP)在模型的基础上设计观测系统，精心设计，精心施工。

笔者认为火焰山TS93-199测线上在火焰山之南有一个隆起构造，称马场南构造，它位于地形较平坦处，基本没有速度陷阱，应进行钻探。

此外，整个火焰山逆掩断层带的下盘，在浅层500～1500 m深度处，都已见到下第三系至白垩系地层的向北"正牵引"上抬。火焰山逆断层是沿着三叠系泥岩及侏罗系八道湾组底部泥岩而滑脱上冲的，所以断层面是具有封堵条件的。因此可以在下降盘找到中浅层的油气藏。

三、渤海湾的曙光在海上

这点几乎是许多地质家的共识。做好这篇文章就可以使"稳定东部"的战略方针落到实处。渤海湾地区的老油田滚动勘探开发还是很具有潜力的。对攻深层及打潜山想提出如下意见：

(1) 胜利油田中央隆起带无基底隆起：605.4及629.1地震测线通过东营及郝家两个深层隆起。

从地震剖面可以看出：这里并没有古生界或基底隆起，仅仅是沙四孔店组的一个盐背斜（称不上盐丘）。众所周知，沙四孔店组的储油物性很差，所以打 7000 m 的深井供科学探索是可以的，不宜多打。

（2）在中原油田的范围内，不少地质家想打潜山隆起，我提请大家总结一下地质规律。70 年代王尚文总地质师带领一批石油院校的老师研究了古生界地层，他们走遍了鄂尔多斯、太行山、燕山及胶辽古陆。发现中石炭统覆盖在中奥陶统（马家沟组）的区域不整合面上，虽然停积时间长达 150 Ma，然而由于古地形十分平缓，却并未造成明显的侵蚀，风化淋滤的厚度一般只有几米。因此我们在 70 年代打潜山时总结出：凡是有石炭-二叠系覆盖的潜山一般储集层不发育。胜利油田找到的义和庄潜山算是最好的一个。然后仔细一分析，这个潜山呈单面山形态，只有其南坡是长期经过风化淋滤的，后来被沙四孔店组所封堵，所以在南坡钻井获得不少日产 1000 t 以上的高产油井。北坡是由石炭-二叠系覆盖的，钻探后产量较低，储量也较少。因此，这些潜山与任丘油田震旦系雾迷山组的蜂窝状风化壳有着本质的区别。奥陶系内部的良好储集孔隙有两种类型：第一种主要靠白云岩化所造成的孔隙率增大，如陕北的马家沟五段的气田；第二种是依靠风化淋滤带及裂缝的发育带，如义和庄油田。

因此，想找大油田还要有科学的分析，应该重视总结过去 40 多年来找油的历史经验。

四、今后深化地震勘探工作的建议

（1）在渤海湾复杂油田的滚动勘探开发过程中，三维地震发挥了重要的作用。

首先是在胜利、辽河、大港及冀东油田的四个入海延伸部分，这里肯定是极有利的含油气地区。在浅海延伸地区要下决心在海上采用高分辨率连片完成三维地震勘探。要以南海西部公司的经验为样板，在 1.5 s 深度上使反射主频达到 100 Hz（南海西部公司已经达到 110～120 Hz），并且全面推广“积分地震道”剖面技术（这种剖面计算工作量极小，效果相当于相对波阻抗剖面，能够识别储集层的分布）。并在主干测线上做波阻抗反演及带有钻井资料约束的反演。

（2）在海滩及沿海潜水面不超过 2 m 的陆上地区，对有利二级构造带要开辟高分辨率三维试验区，学习并推广江汉油田蚌湖的成功经验，在 1.5 s 深度上要求达到反射主频 80 Hz（江汉蚌湖已经达到 100 Hz）。这是近期内使渤海湾滩海地区地震勘探效果再上一个台阶的重要举措。

在三维采集质量方面，浅海要改进适应高分辨率勘探的气枪阵；陆上要试验并推广低爆速细长炸药包，并改进检波器的埋置条件，强调严格施工。

（3）在以往 10 多年里，我国在三维地震资料的处理质量方面，由于长期缺乏足够的计算机设备，以及软件功能的不足，加上处理人员的素质来不及培养提高，造成老三维资料处理质量不够理想。一般只能赶进度，简单地在计算机上滚一次就交付解释使用，使解释成果不能把构造搞得更准，更难于研究储集层。个别三维成果剖面信噪比很差，或者分辨率低（主频很低）。有些区块深层的偏移速度场还不合理，造成深层成像不好。

今后要有计划地开展对老三维资料的重复处理，建议各油田对现有三维资料的质量作摸底排队，并做出重新处理的规划。需要分重点、有步骤、按目标、有质量控制地开展老三维资料的重新处理。由于近几年各油田已经引进了高速大型计算机，计算能力相对地有了提高，所以有可能做好这件事。

此外，近年来处理新模块也有了不少新的手段，形成了一整套“全三维处理”模块，例如三维倾角动校正、三维静校正、谱白化、反 Q 滤波、地表一致性反褶积、三维速度场的建立以及三维 FXY 去噪、三维一步法偏移等等。这些新模块在重新处理中应该参照实际资料的情况，尽量选择加以合理应用，使成果质量得到进一步提高。

（4）有了好的硬件和软件，如果没有素质优良的技术人员来运转它，也不会处理出好的成果。正如闫敦实总地质师所指出的那样：“好比有了钢琴（硬件）和乐谱（软件）你不等于就是个音乐家，不一定能弹出好听的乐曲来”。当前最明显的现象是：同一条测线送交不同单位处理，其剖面效果差别很大；甚至同一资

料在同一个单位里让不同的人去处理，好坏差别也不小。在这次会议上高级顾问王涛建议：中国石油天然气总公司今后要组织举办地震资料处理的技术研讨班，培训高级处理人员。各油田也应加强处理人员的素质培养，要培养和表彰一批热爱本职工作，熟悉各模块功能，有能力解决疑难处理目标的先进班组。并且要不断总结经验，推动技术水平的普遍提高。

（5）近年来，各种地震处理软件品种繁多，除石油地球物理勘探局 GRISYS 软件外，大量的引进软件的技术说明书都是英文的，一直没有人系统地吃透消化它。当石油地球物理勘探局牛金松理解了 S5116 软件说明里的最后几行意思时，发现了“反功率叠加”，使用在有强干扰的资料处理中效果很好。所以对大量的引进软件，系统地吃透消化也是十分重要的。

建议能否考虑经常组织那些使用同种外国软件的油田互相介绍、交流处理经验。此外，近年来我国自己的地球物理专家也在不断成长，编制了不少适合我国情况的实用软件，但存在着互相保密，不能及时推广的问题。针对这种情况，中国石油天然气总公司勘探局及科技局是否能考虑拿出相应的政策加以引导。

（6）前一阶段，各油田引进了并行计算机和叠前深度偏移的软件。这是需要的，但是不能操之过急。首先急需培养一批地质与地球物理结合、处理与解释结合的复合型人才，否则很难搞准速度场模型，也就很难处理出好剖面来。

叠前深度偏移所花的计算机机时是普通偏移的 30～50 倍。就大多数潜山风化壳油藏来说，并不一定需做叠前深度偏移。

对渤海湾勘探的深化来说，叠前深度偏移并不是灵丹妙药。所以应该对该技术作适当的估价，不宜一哄而上。就面上来说，把好地震资料的处理质量关，定准偏移速度的重要性和现实性其实并不亚于搞叠前深度偏移。

（7）目前地震勘探技术的发展非常迅速，希望能进一步抓好新技术的推广应用。例如，倾角动校正及 AVO（幅距分析）还没有普遍推广应用。正确地做好倾角动校正再做叠加偏移，在某种程度上就可以解决潜山内幕的成像问题。AVO 的推广应用可以在寻找天然气方面，甚至判断岩性方面提供有效的参考信息。

（8）在渤海湾塘沽新港、冀东油田及辽河东部凹陷中，火成岩的层间多次反射和能量屏蔽问题相当严重，至今尚未取得好的资料，应加强技术攻关。巴楚地区也存在同样的问题。

文章编号 214-3

论胜利油田的高精度三维地震



在 1998 年 4 月的“中国工程院胜利油田院士行”活动中，我在胜利研究院做了这个报告。首先肯定了三维地震对胜利油田的发展至关重要，为油田的发展立下了卓著功勋。其次论述了胜利油田的高精度三维地震今后要注意的问题。

尤其此文的第三节“要有新水平，首先认识要提高”里面，我比较详细及通俗地讲了“什么是好的地震记录？”“什么是好的地震剖面？”“怎样埋置检波器？”“怎样放炮激发？”。这四个问题对今后提高人们的认识很重要。

此讲稿由胜利油田地质处根据我讲话的录音整理成文。

同志们好，非常高兴能有机会又回到胜利油田，我在胜利油田工作过 14 年，可离开也已 20 年了。这次回来，走在大街上感到胜利油田的确是欣欣向荣，是一个新兴的城市，感触很多。这几天听了同志们的报告后，我感觉到我们胜利油田尤其是地调的工作的确做得很漂亮，我认为现在我们胜利油田物探工作功勋卓著。

这次会议，大家很关心下一步三维工作应该如何搞？（各个油田都要碰到这个问题）这个题出得很好，而且也的确需要我们大家来考虑怎样解决这个问题。我认为，我们要立新功，要有新的水平。这个新水平要体现在以下四个方面——精细施工、精细处理、精细解释、加强综合研究，并且向开发延伸。这两天，几位专家一致的意见是认为这个地区的三维地震工作还很有价值，要把它继续搞好，而且逐渐地向开发延伸。我想这个结论大家都是一致的。目前这四个方面都有很多文章可做，而且还要下很大的功夫才能做到。

一、三维地震对胜利油田的发展至关重要，胜利油田在三维地震发展史上功勋卓著

我们现有的三维地震剖面，有的剖面处理是很漂亮的，可是有些剖面，像大王北三维剖面，所有的同相轴都一般宽窄，那便是分辨率很差的剖面，这些剖面我觉得应很好研究一下。

为说明这一点，先回顾一下历史：我们胜利油田在整个三维地震工作中做了很卓越的工作，就是我们胜利油田是世界上第一次开展三维地震工作的。1966 年，赖正乐、刘成正、俞寿朋、刘雯林等同志和我针对东辛油田的勘探，提出了一个三维勘探的设想，这是世界上第一个三维区块。

在 1960 年时，用五一型地震仪完成了一张东营地区的构造图，显示东营是一个圆形背斜，最高点在华八井（当时辛镇的地震剖面没有构造，是个塌鼻子），这张图在当时起到了一定作用，打了华八井——华北第一口见油井。在此基础上又做了许多地震工作，东营会战前 63 年的构造图显示华八井实际不是最高而

是在地堑里，井打下去后，断层位置发生了很大的变化，北边的断层错开了 500 m，南边的大断层分成了两条；据 32 口井统计，深度误差都很大(平均误差 50 m，最大的 165 m)。当时有人开玩笑说不信地震构造图，因图上的高打下去实际是低，低的变高，地震精度非常值得怀疑，所以不信构造图。为此，会战前华东局的同志在野外做过许多试验工作，没有取得效果。会战开始后，我们酝酿了一个意见，就是现在的所谓第一次小三维，工作量跟以前的一样，就是每平方千米有测线 11 km，而且是用五一型的小排列做的，采用的办法是小三角网空间归位，所以把东营辛镇整个大的面貌做得比较准确了。

我总结了这段工作后，于 1979 年在 SEG 会上代表胜利油田做了一个报告，报告做完后全场热烈鼓掌，认为这是当时三维地震最好的一个例子，因为当时国外三维地震还局限在弯线地震和环线地震这两种上，都是在非洲的丛林地带人进不去的情况下，在边上做的三维地震，取得了效果，基本上还是原始的状态。休斯敦大学提出的三维地震是十字剖面，一排是炮点另一排是检波点，即使这样一个简单的三维也是很难归位的。我们三维的归位是通过同志们用手工做了两步法偏移，第一次偏移是在剖面里面进行的，第二次在整个剖面与剖面之间(剖面间距 260 米)进行偏移，这样用两步法偏移实现了三维空间归位。报告后，许多小公司向我要材料，SEG 总编要我一定写成英文在他们的杂志上公布。后来雪弗龙公司、哥伦比亚大学请我代表胜利油田做报告，大家认为这很不简单。当时“文化大革命”刚结束，他们想象不到我们中国人有多大本事，东营辛镇三维对他们印象很深。由于历史的原因，投稿后外事局没有让发出去。因此现在世界上还没有人认为中国是第一次搞三维地震的，还没有宣传出去。我说这些话的意思就是要以史为鉴，鼓舞我们前进。

两步法偏移，起点也是在东营。三维地震如果没有偏移，它绝对发展不到今天这个程度。偏移是什么时候搞的呢？偏移在我们胜利油田又是跟世界上一样，在同年同时搞的。刘雯林、朱锦尧和我一起撰文，提出偏移应该用两步法来做，这样在小型机上也可以实现，并分析了在东营地区也可能实现。柴振一同志用国产 121 计算机做了一个断块偏移后成像的例子，这个向外公布了，有据可查。然后商河西的数字处理(当时用我国物探局第一次搞的 150 计算机)，由闫敦实副部长组织了一次商河西资料会战，有刘雯林、金达同志参加。结果用偏移把整个商河西的断块搞得很清楚，断层上盘还出了一个小背斜，整个商河西当年就打出一片很好的形势。赖正乐同志用我们自己的偏移思路，在中国自己制造的模拟回放仪上实现了我国第一条模拟回放的偏移剖面，并在杂志上登了。当时外国对我们封锁，引进不了大型计算机，连中型机也没有，所以许多油田都学习这个办法来做偏移。这完全是两步法的偏移办法。

在 1979 年 SEG 年会上，西方地球物理公司的 Ken Laner 做了一篇关于两步法偏移的报告，当时我就跟物探前辈顾功叙讲：我们过去用手工偏移就是两步法偏移，我们写的两步法偏移报告比国外早五年。最后 Laner 他的论文发表的时候，就写上了这个思路是中国首先提出来的两步法偏移。

1974—1982 年，我国第一个进行并完成了束状三维的施工，是在辛立村进行的，仅仅使用 2 台模拟磁带仪，每台 24 道拼起来后用 48 道做的，搞了 10 次覆盖，不过我们的思路已经意识到束状施工是有利的，当时国外只有“十字排列法”、“Seisloop”等，是不利于克服各种干扰的。由于历史的原因，“文化大革命”时期野外施工不严格，使辛立村地区的资料有点问题，再加上当时的计算机能力不行(法国引进的 IRIS60 机)，出一般的水平叠加都来不及，更没有可能进行三维偏移了。所以到 1982 年才处理出来(在这里感谢张明宝同志，是他一个一个地把班报、桩号上的错找出来，并慢慢处理出来)，到 1985 年做成第一张 T_1 构造图。构造图出来后，当年就打出了沙 3 中、沙 3 上很厚的砂层，50 多米的含油砂岩，当年建成了产能，这就是现在的辛立村油田。

我说这段历史就是要说明我们胜利油田在三维地震中的确是有过贡献的。我离开胜利后，想不到胜利油田用那么大的力量，把三维地震工作铺开干，我很佩服。胜利油田的三维地震我认为是走在全国前列的，不管是领导重视还是投入都是走在头里的，资料质量也是相当好的，因为这里地震地质条件好；油藏描述也是胜利油田首先做的，也算全国首创；解释工作站发到采油厂，这也是个创举，其他油田可能还多在解释中心。所以，这次我听到了两个很好的报告，一个是东辛，一个是河口，东辛的报告中 2 ms 等高线划出

了三个圈闭，开始我听时感到 2 ms 等高线可靠吗？闭合差多少？是不是笑话？后来他们展示的剖面里 T_2 反射层的确是拱起来 2 ms，我相信井打下去当然也是对的，像这样的工作就做得很漂亮；河口采油厂对滚动勘探也做得很好，在义和庄潜山南面的小潜山，打出高产井，的确也是很不容易的。我很佩服这些采油厂的工作。他们接到解释工作站后，从不会到会，到今天能做这样的报告，的确是很不简单的。这说明三维地震已经深入人心，已经真正在勘探开发中起到作用。在今天大家有了这个共识，就是三维地震对我们来说是至关重要的。

二、今后怎么办？

我们的三维地震从目前现有情况看，我觉得我们可能还处于粗放式的施工、粗放式的处理，这是妨碍我们取得成效的一些因素，我认为处理的潜力还是很大的。你们这次会上对过去地震剖面质量的“总评估报告”我觉得很好，可遗憾的是：它仅仅从剖面最终结果来评判的，没有从野外单张记录的好坏，到以及处理过程的问题来分析。如果是这样来分析，可能对问题的认识会更清楚一点。

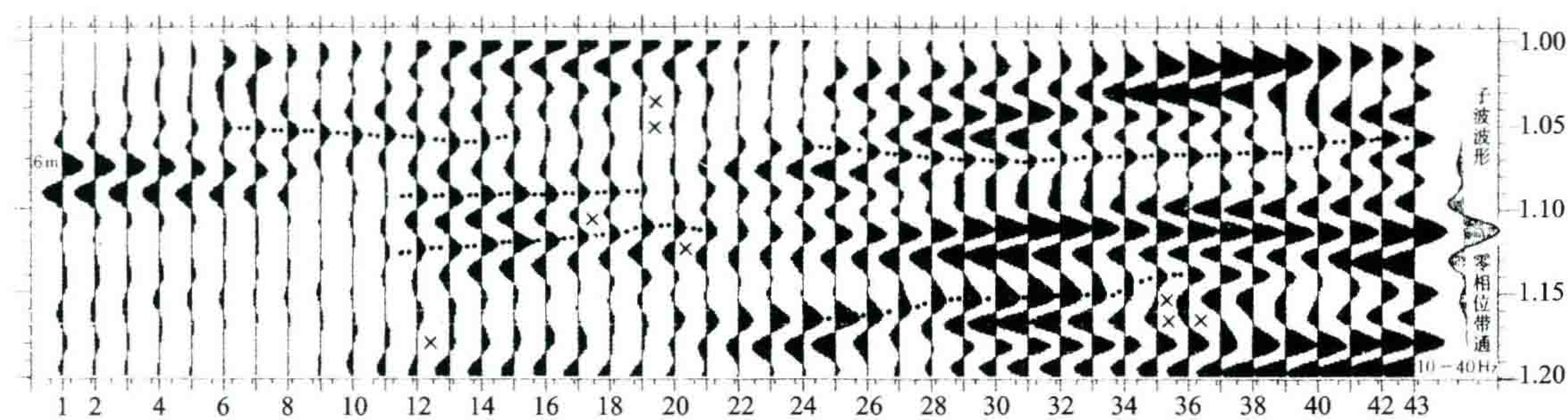
今后怎么办？我的主要想法是：

1. 滩海工作非常值得加大力度

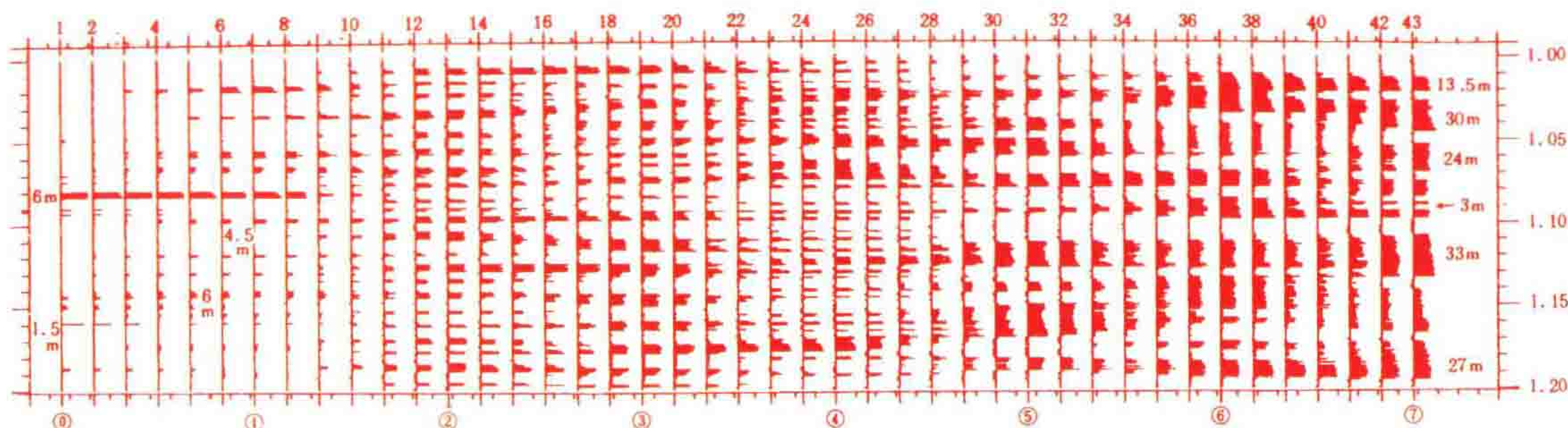
我认为新的储量增长点主要在滩海地区，也就是从埕子口到垦东的大片地区。我记得去年三月在石油部的勘探会议上，辽河油田做了一个报告，其第一张图就是：“太阳升起了，就像曙光在海上”。对渤海湾来说，围绕着滩海附近的地方都是比较油气富集的块，这些富集块你只要捞到一块，储量都是非常可观的。大港油田的“赵东”跟外国人一起开发的那块就非常肥。海上过去认为没有多大来头放弃了，像秦皇岛，现在一找就是 1 亿～2 亿吨储量，而且很浅（Ng、Nm）。因此在这些地区是很有潜力的。把这部分工作做好了，有可能为勘探新的储量增长点提供很好的前景。

2. 滩海地震要提高水平

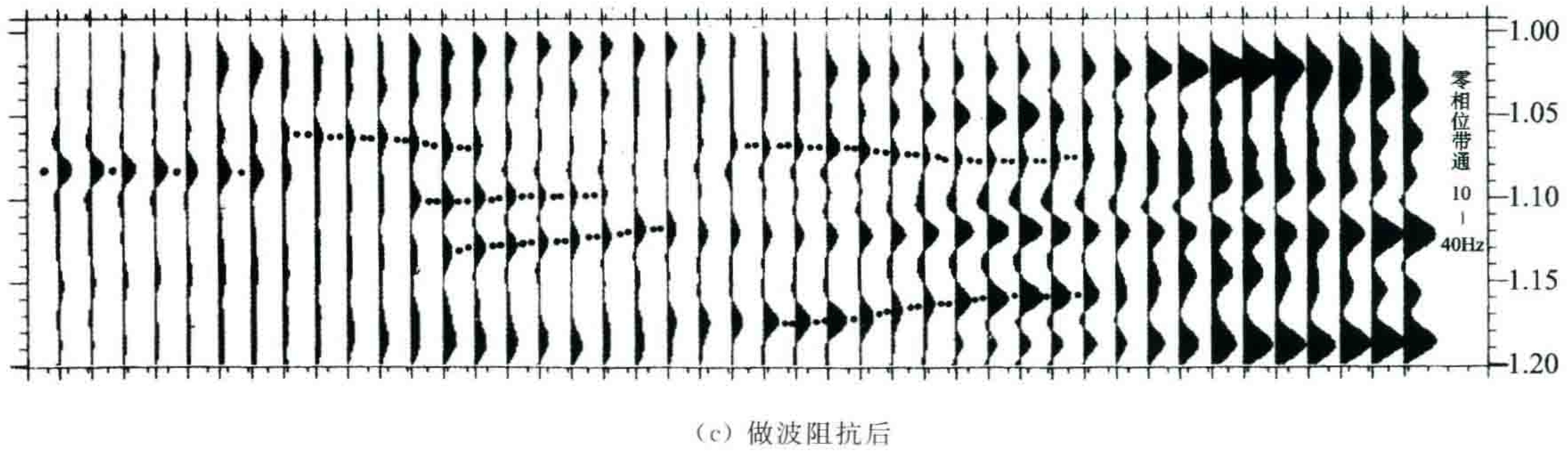
今后，我的意见是要搞高分辨率三维，莺歌海及江汉的蚌湖就是好的样板。那么地震提高分辨率后能干些什么？我做了一个理论模型记录，它是一个砂岩体模型，总厚 300 米，单砂层各层厚为 24、33、27、3 米等，最薄 1.5 米。图右边是砂岩体根部，向左变为曲流河到辫状河、三角洲，最后是湖盆。在三角洲附近砂岩变多变薄，进入湖盆后变成以泥岩为主。



(a) 叠偏剖面



(b) 地下砂体答案



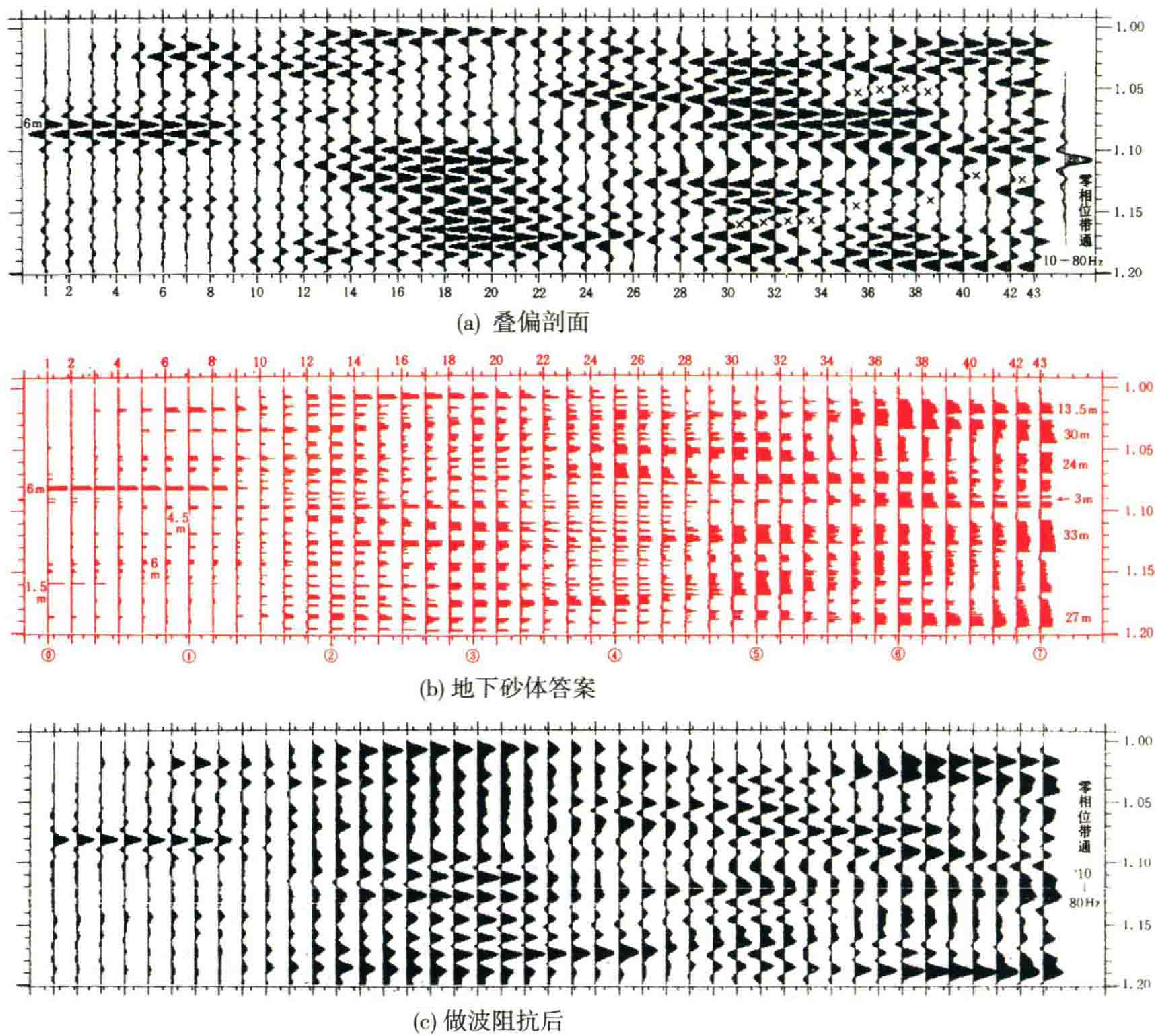
(c) 做波阻抗后

图 1　相对波阻抗剖面与叠偏剖面的对比 $cf=10\sim40$ Hz，主频 25 Hz

如图 1(a)所示，如果用很低的分辨率去做，在中层常规的剖面主频是 10～40 Hz（过去胜利的地震剖面大体如此），经精细处理后跟地下模型(b)比较一下，因分辨率不够，就很难对比，而说明不了很多问题。但湖盆泥岩中 6 米的砂层在剖面上就可以得到很好的反射（这就是我们的沙 3 段一些薄砂岩为什么有很好的反射的原因）；到了三角洲里面，反射就看不出地下到底是怎样的了，跟模型相差太远了，而且连产状也变了——是斜的，而这个模型所有砂层都是平的，这是很明显的矛盾，产状变化的轴我称之为“视同相轴”。从这个理论模型还可以看到：凡是有厚砂层的地方就有反射能量增强的反映。

所以，目前地震的分辨率，大概能分辨 20 米左右的砂层，其他薄砂层反射由于互相作用，反映地不清楚。

如果把分辨率提高到 10～80 Hz，得到的剖面对应就好一点（目前滩海附近的资料如果处理得好，就能达到这个水平），如图 2(a)所示。



(a) 叠偏剖面

(b) 地下砂体答案

(c) 做波阻抗后

图 2　相对波阻抗剖面与叠偏剖面的对比（$f=10\sim80$ Hz，主频 45Hz）

参看图 3，如果分辨率进一步提高到 10～160 Hz，主频 90 Hz，所得到的剖面就与模型很相像了，即使最薄的 1.5 米的砂层也会有一点反映（这里的剖面是经过积分地震道，做成了相对波阻抗反演剖面），如图 3(c)所示。高分辨率叠偏剖面并不是追踪的砂层，而是追踪的反射系数，把它做一次简单的积分就变成很好的砂层剖面了。可如果不积分，不做波阻抗，那即使是非常好的资料，也很难看出效果。所以我再宣传一下，如果做高分辨率，不能只做到叠偏剖面为止，叠偏剖面显示不出高分辨率的优点，这等于说它在讲外国话，你听不懂，而需要翻译，翻译是谁呢？翻译就是波阻抗反演。如果搞了高分辨率而不搞波阻抗反演，就等于是"农夫辛辛苦苦种了庄稼而不去收获"。所以，有人得到了高分率剖面，就用叠偏剖面去追踪砂层，或者拿 VSP 标定后去追踪砂层，这样是不对的。因为叠偏剖面上追踪的是反射系数剖面，并不是砂层。这里强调一下我的结论——如果频带达到 10～160 Hz，这对石油勘探是至关重要的，若能达到这种程度，就可能有很好的效果，地下砂体的整个变化和波阻抗剖面基本上就对应了，也就是说能够描述清楚地下地质情况。如果做不到，退其次要做到 10～80 Hz，也是不错的，主要的厚砂层追踪基本上是可靠的，但也必须是波阻抗剖面。

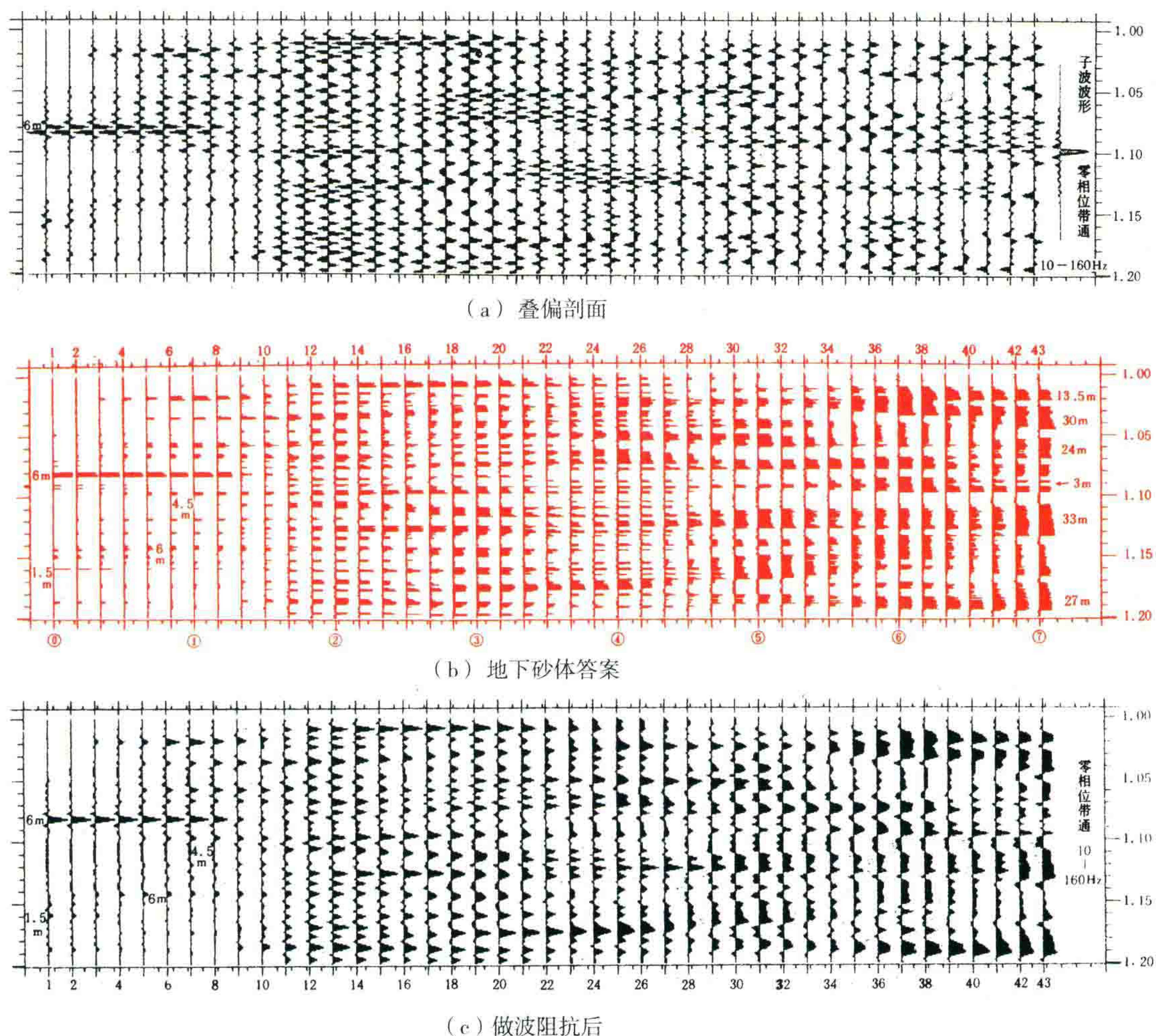


图 3 相对波阻抗剖面与叠偏剖面的对比(f=10～160 Hz，主频 90Hz)

那么我们能否做到这一点呢？莺歌海重新做了高分辨率剖面，在 1.5 秒处主频达到 100～130 Hz。在乐东油田，这种分辨率就可以得到气水界面反射，在剖面上可明显看出（原来的剖面就很难看到）。在东方 1-1 气田，经高分辨率和积分地震道处理，剖面直接把储集层的分布显示出来了，在二气层、三气层还可看出平点。在平点上，还有点下拉（达 20 ms），下拉的原因是速度陷阱。油田开发地质专家看到这个剖面非常高兴，储量委员会评审时一致通过，气水界面清楚，储量约 1000 亿方，是我国海上整装的第二大气田。这些剖面不是简单的储层描述，这已经是对储层"照了一个像"，形态很清楚。东方 1-1-5 井打在二气砂组

中,发现有2米的泥岩夹层,在地震剖面上的反映就很清楚。通过高分辨率处理,整个二砂组顶底反射非常清楚,它是水下浊积砂体,形态非常清楚。另外通过AVO技术,下面又发现2个含气砂组。因此地质效果是非常好的(这个气田过去打过一口井,只发现6米气砂,认为没有工业价值就扔下了);过去,在莺歌海南斜坡找不到找油方向,认为莺东南斜坡是一个单斜,没有什么来头。现在通过高分辨率处理,这个单斜的细节在剖面上就比较清楚了,可以看到水下砂体每个层位的情况,接触关系非常清楚,因此打出了一片新天地,南海西部石油公司有雄心壮志准备在那里发展成为一个大气田。

有人说:海上搞高分辨率容易,陆上难。那么在江汉油田的蚌湖地区的高分辨率剖面,在0.5秒主频达到130 Hz,1.0秒主频达到110 Hz,1.5秒还达到100 Hz。这个剖面是相当可信的,因为同相轴都基本压到一个相位了。它的野外单炮记录用80～160 Hz做分频扫描,浅层达130 Hz,再深一点达110 Hz(这种资料说明野外资料品质已足够好,室内处理就有潜力,野外资料不够好,室内处理就很难有潜力),它的波阻抗剖面与井的对比关系很清楚,在剖面上追踪砂层,薄的强波阻抗部分是含膏泥岩,厚的强波阻抗地方是盐岩,波阻抗居中的是砂岩,三层各是26米、20米和6米的砂层,都可以有反映。但这个地区的地质效果还没有被充分挖掘出来,原因是含膏砂岩的波阻抗特别高,盐的波阻抗也高,真正的好砂岩波阻抗值在中间,所以不好解释,在解释上还要下功夫。如果这里没有含膏泥岩,像东营这种情况,效果会更好。但东营有另外一个问题,就是含钙质砂岩,砂层往往是底部含钙,也有顶部含钙,含钙厉害的层很致密,反而是差的储层,这就要在波阻抗剖面解释中下功夫,认识哪里是好砂层(有一种办法叫"法线分量法",可以把含钙的这套东西识别出来,这是希尔公司的专利,它利用AVO信号,求出纵波分量、横波分量,这是比较好的办法,如果简单地用多分量去做横波非常费事,可是如果用AVO去求横波剖面,照样可以求得比较合理)。因此希望今后滩海地区下决心一定要高标准做三维。我认为是有可能的。你们评估报告中海滩的三类工区不少,恐怕施工中有漏洞,刚才说的蚌湖例子实际整个都是一片水稻田,与滩海相似,也就是说只有在水网地区才能达到高分辨率。如果低降速带厚了,我认为达不到这个水平。在东营中央隆起带去干,达不到这个水平。因此我给牟局长写信,建议今后高分辨率要在滩海地区干,是有可能把高分辨率真正提上去的。

3. 利用三维地震,做好油田开发

对胜利油田来说,开发好油田的重要性并不亚于寻找新的油藏。已经到手的油田是非常宝贵的财富。把它细细地开发好,意义很重大。像大庆油田为什么能够20多年稳产,它现在是把过去不能开采的一些薄层都充分地利用了,它的可采储量比过去公布的大了一倍左右,就是通过不断挖潜来实现的。现在又在搞三次采油,这个工作抓好了,对今后整个胜利油田稳产是有非常重要作用的。搞清Ng、Nm、Ed的储层分布,这是油藏描述的基础,只要主频达到80 Hz,对油藏描述就进了门槛了。分辨率很差的剖面做油藏描述是描述不准的,主频达到80～100 Hz就真正在开发地震中大有发言权了。过去的剖面主频大多在30～40 Hz,分辨率和信噪比都还不理想。所以还大有潜力,希望朝这个方向努力。

三、要有新水平,首先认识要提高

这里我要提四个问题:什么是好的地震记录?什么是好的地震剖面?怎样埋置检波器?怎样激发?

1. 什么是好的地震记录

搞地震40多年了,对这个问题是不是所有的人都已经搞清楚了,我看不见得。比如野外记录的评价、处理出站剖面的评价,目前多流于形式,成了施工评价,不是地质评价。

那么什么是好的地震记录?我的回答是:"信噪比谱"好的记录才是好记录,或"有效频带"宽的记录才是好记录。

我这里做了个分析:三张野外记录,一张有强面波,同相轴也不清楚;另一张很乱,也很不好;这一张好,同相轴清楚。对这三张记录我只做了个"谱白化",就全变了,实际上这三张记录是一样的。因为这三

张记录是从同一点接收的同一个信息，只是使用了三个频档，第一个是低频档，面波干扰太强，另一个是高频档，高频干扰太强，如果取中频档，它们是完全一样的。因此所谓记录的好坏，实际上主要看它在不同频率档上到底是好是坏，全面地看问题。

最好的记录是啥样？

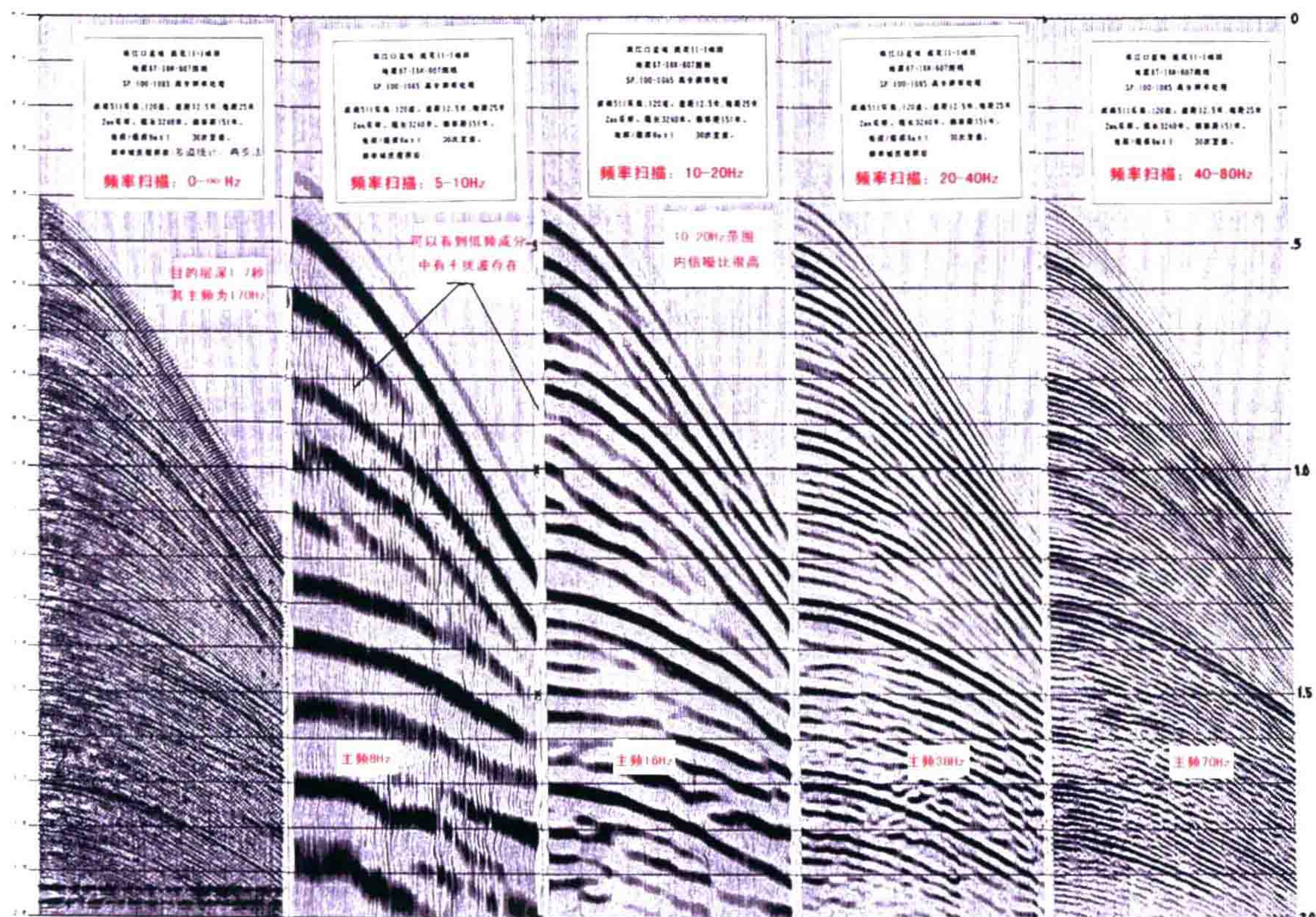


图 4　南海流花 11—1 的好记录的分频扫描结果(1)

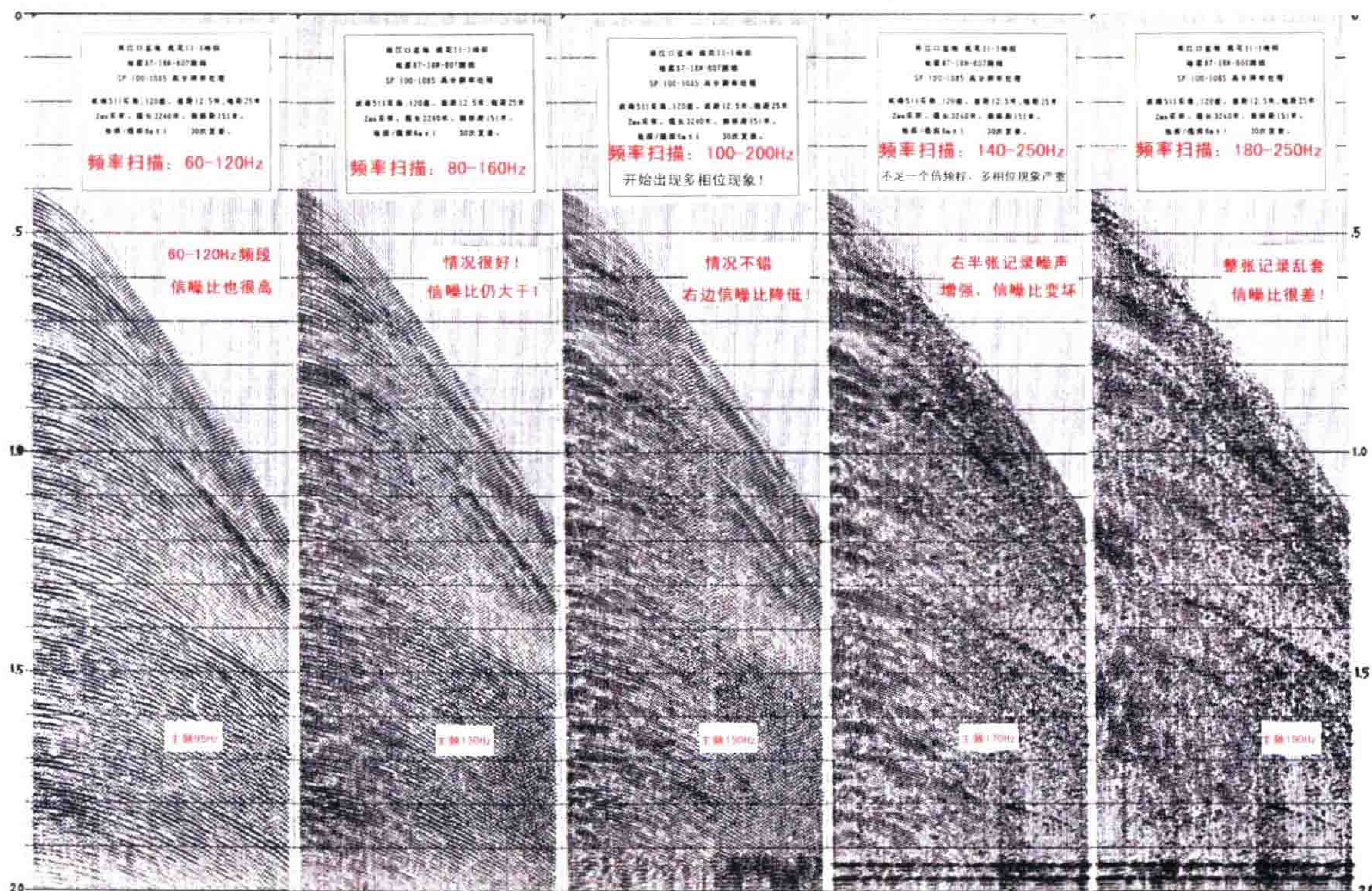


图 5　南海流花 11—1 的好记录的分频扫描结果(1)

图 4 和图 5 是海上流花 11－1 油田的单炮纯波记录，通过分频回放，5～10 Hz，不错，信噪比大约在2～3之间(海上记录非常好，5 Hz 都是有意义的)，10～20 Hz，20～40 Hz，40～80 Hz，60～120 Hz，80～160 Hz 都是好记录，100～200 Hz 主频已到 150 Hz 了，变差了，半张好半张差，主频已到 150 Hz 了；再有125～250 Hz，主频到 170 Hz，应该说这还是好的，信噪比还是大于 1(信噪比大于 1 就是在整张记录上可看到一半的同相轴)。再提高到 180～250 Hz，整个都乱套了，这样的记录可以评多少分？评 170 分。这种记录的有效频带范围是 5～170 Hz。这种有效频宽处理出来的剖面是非常理想的。我们处理的浅层主频120 Hz，到目的层(生物灰岩段)1.3 秒附近主频达到 100 Hz，波阻抗剖面与流花 11－1 井基本上完全吻合。这种记录是非常漂亮的好记录。

同样是海上，这张辽东湾的海上记录(如图 6 所示)，野外单炮记录扫描最多到 60 Hz，目的层看到了一半(信噪比为 1)，所以只能得 60 分。大港油田下大决心在港区做了高分辨率三维，野外单炮记录主频偏高了，分辨率好像提高了，可是它经不起分频扫描的检验：5～10 Hz，10～20 Hz，30～60 Hz 还行，到了 40～80 Hz 就基本不行了，50～100 Hz 更找不到东西了。什么原因？主要的原因是施工期间是 5 月份，正是大港的风季，刮风的干扰很强，当时使用了一公斤药量，激发主频是偏高了，可是能量不够，在大风野外施工中得到这样的资料，处理中又拼命地拨高分辨率，结果剖面都变成蚯蚓状了，这是不可取的。这地区原先就有三维，我看还不如原先的三维资料。新做的三维从上到下都是轴，而且是连续震动相位。这是假象，不是真的分辨率。所以，在搞高分辨率的过程中的确有不少教训。克拉玛依在白碱滩做了一个高分辨率，也是因为用一公斤药量，大风季节野施工，处理的人都说是废品。

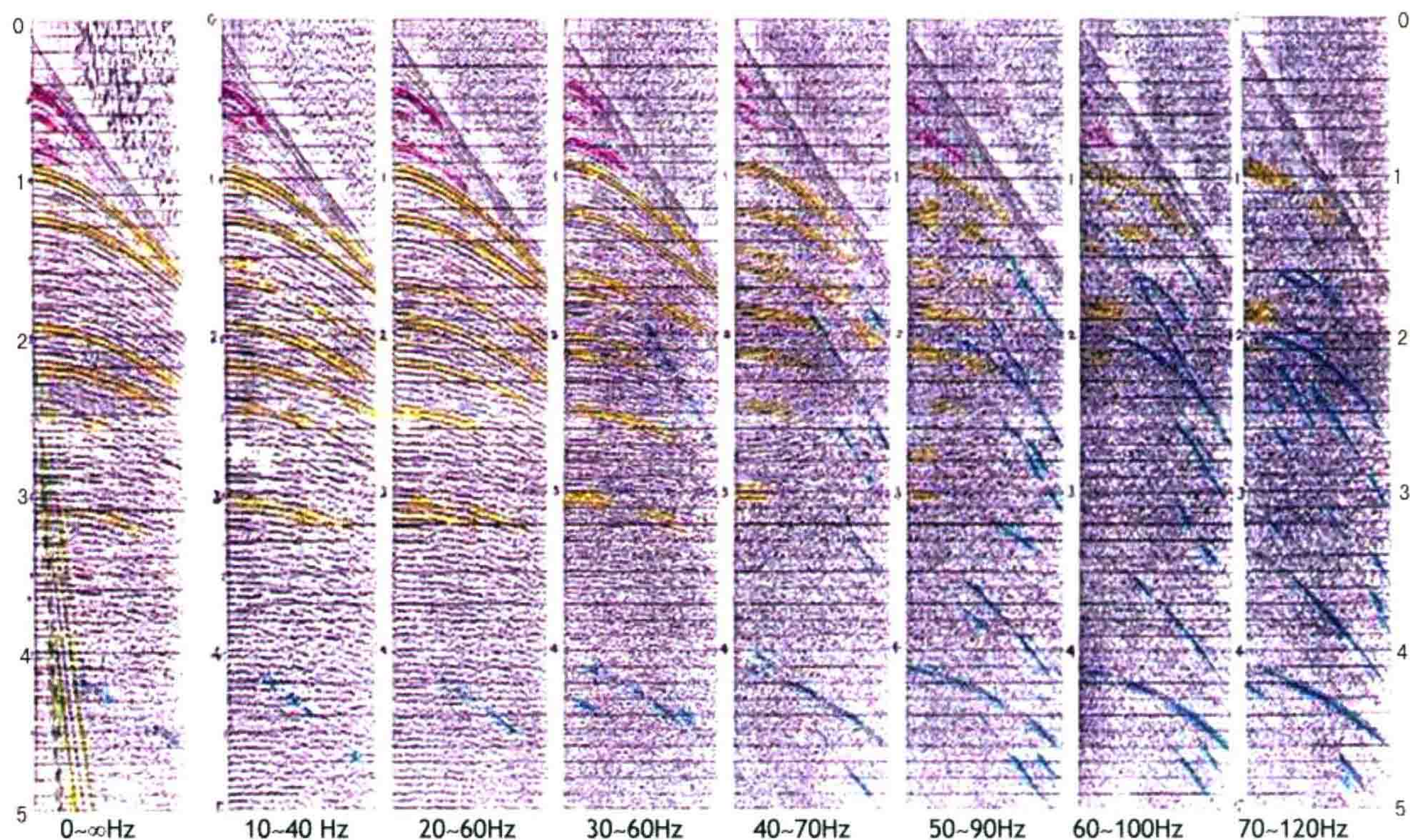


图 6　辽东湾 LZ－260 测线单炮分频率扫描结果(炮点 N＝30)

什么叫好记录？什么叫坏记录？利用频率扫描就有可能对记录做一个正确评价。胜利油田在陕北承担了一个高分辨率试验任务，甲方就用这套办法来检验野外资料的好坏，必须是高频档合格才算通过验收。胜利物探的同志下了很大功夫，买了风速计，三级风不准放炮，最后干了一条剖面，非常漂亮。这条剖面是我所看到的陕北地区质量最高的剖面，这条剖面甚至比你们自己在东营凹陷做的剖面还要好。

从这里想到，什么是好记录需要有一个认识上的提高。我们现在认识到什么是好记录呢？就是有效频带宽，换句话说就是它的信噪比谱好，只有信噪比谱好才是真好，否则它是假象。有人认为没有面波就

是好记录，有人发明了一种加速度检波器，中间加一个积分放大器，使高频部分增长 6 个分贝倍频程，到大庆试验，面波没有了，他认为是好。实际面波不是真的没有了，只是因为提高了高频，把低频压了，看起来没有了，实际上还是一样。因为仪器它不知道每个频率成分是信号还是噪声，仪器的任务只是忠实地反映地下振动，用仪器的传输效应做一个滤波，把它记录在磁带上。于是，不同的滤波当然出来的东西就不同，看起来不同，可实质上内容不变。我写过一篇文章，就是"任何滤波不改变每一个频率成分的信噪比"，包括反褶积，反褶积也是一种滤波，它也不改变每个频率的信噪比谱。只不过通过反褶积后频谱做了一个调整。如果把面波滤掉了，这张记录看起来就好看一点，就好像一个人脸上这边长了一个疤，你就把它捂住，看起来还挺漂亮，实际是把一部分掩盖了，真实的东西是各种频率成分都有。所谓滤波就是把它的缺点淡化，把优点突出出来。反褶积就是把频带范围改变，把高频部分抬起来，这两个动作都没有改变每个频率成分的信噪比。为了证明这一点，我写了一篇文章，黄绪德看了说你那篇文章很好，用 16 行公式来证明这个事，我说只要 4 行就够了。其实 4 行都不需要，一行都不需要也能证明，因为傅立叶变换是不认信号或噪声的，一视同仁，因此信号或噪声同时被改造，在每个频率成分中都是一个正弦波，无所谓信号和噪声，所以这部分信噪比谱永远不变。

我建议，今后野外队的记录评价要改变一下：针对目的层，用高频档扫描，扫到 60 Hz 就得 60 分，高频扫描扫到 80 Hz，就得 80 分……据此来按质论价。这样对我们得好记录会有促进作用。

这几年，物探局在质量提高上有不少进展，但也还未建立起这样的记录评价制度。只有在我们当了乙方，在陕北硬着脖子干，记录才得到很大改进。去年陕北在沟中采集的剖面发现了 2 亿吨储量，有两片，一片 1 亿吨，靠什么？就靠在沟里面的高分辨率三维地震，今后都要朝这个方向努力——针对目的层用高频档扫描来评价记录，保证采集质量。关于这个问题我还未看到别的国家这样做，俄罗斯非常热衷于搞高分辨率，可是他都是用一维频谱来分析有效频宽，这是不准确的，因为在一维频谱里，到底是有效波还是噪声是不能定义的。

什么是好的地震记录，这是第一个问题。如果认识到这点，就能得到真正好的野外原始记录，计算站接收到这样的好记录才有可能处理出好的剖面来。

2. 什么是好的地震剖面

好的地震剖面我给制定了六个方面的十条标准。就是信噪比方面：压而不死，活而不乱。分辨率方面：一看主频，二数相位，三看波形活跃。保真度方面：相对保幅。偏移方面：偏移到位；显示方面：显示要适中；地质效果方面：断点清晰，用户认可。这十条标准也还是跟大家讨论一下。

(1) 信噪比方面：掌握好对噪音压制的分寸，就是压而不死，活而不乱。

过去打探井时对钻井工程提的要求是"压而不死，活而不喷"，也就是泥浆比重不能太重，重了会把油气层压死，又不能太小，小了会造成井喷事故。

我们提的"压而不死"就是没有明显的"蚯蚓化"或者"炕席化"现象。你们在新加坡处理的资料已经是蚯蚓化的了；我看中原油田 800 平方千米新处理的连片资料就要不得，所有从明化镇组到下面的断点全模糊看不清了，全剖面变成蚯蚓状了，什么原因？因为去噪过头了。你们这次对历年来地震剖面质量的"总评估报告"里有一点我非常同意：你们有好些三维地震剖面去噪可能过头了。为什么过头？因这几年去噪模块的功能强大了，若还用过去的老参数去做，肯定要过头。好比说，去随机干扰最好的模块就是 FX 域去噪，过去都定义 50 道开一个时窗，假设同相轴在窗内是直线，那是因为它只用了两个维，现在普遍有了三维 FXY 去噪了，若还用 50×50 道的时窗算子，7 点的预测算子那显然就过头了。所以最后出来的剖面波形就没有什么特点，这种剖面是不好的，它模糊了断点，把不该连的都连起来了。

"活而不乱"就是没有明显的"麻麻点"随机干扰，及下雨状的"斜纹布"干扰。像大王北的剖面，到处都是一片随机干扰，一片麻麻点，这是去噪不到位引起的。我们 1986 年引进的 3033 系统，当时的经理史密斯先生是搞海上处理的，陆上未做过，一开始就碰到了内蒙古二连工区，资料信噪比非常低。他们经水平

叠加后,不做任何修饰就出站,看不清反射层。我反对,但没有用,我们中方没有决定权。结果整个二连工区3033系统处理了一年的资料后来全部返工,到现在没有一条能用的。我跟他提出来要做去噪,他说:"你要去噪就会出假,你要不要假剖面?"当时我们没办法,就用我们1724系统处理了跟它相邻1千米的左右两条剖面,这两条剖面都是好的,反射层都能对比,而夹在中间的他那条剖面什么都看不清,一片糊涂。这才把史密斯说服了,从那时才开始去噪。

我建议大家考虑一下,对修饰性模块不能叫"修饰性",像这种情况它不是修饰问题而是见死不救的问题,拉它一把,像二连的例子,它就被救上来了;物探局在整个塔里木巴东地区1992年处理的剖面出站评价基本上是三级品,后来大庆中标这一地区后,重复处理这块资料,还让物探局处理,同样的资料从三级品转为一级品的占70%。我核查了静校正量也是一样的,根本的问题就是1992年处理的剖面在"初至切除"做得不对,并且去噪没有下功夫。我现在说的意义是:对现在的三维工区,像大王北,到底是什么原因,是原始资料品质(频率扫描后)不够好?还是处理中去噪不够?要调查原始资料的频率扫描,看原始资料是好是赖,可能原始记录是赖一点,如果去噪做好了,也能挽救一部分。去噪是一种艺术,做过头了不行,不做也不行,要掌握分寸。前几年全国处理剖面评比会上,为什么有的家做出来的剖面就很难看,有的就好,掌握去噪分寸很有讲究。

(2) 分辨率方面:要争取最大的"有效频宽",注意是有效频宽,如果无效频宽那越争取越糟糕。对剖面的看法要一看主频,二数相位,三看波形活跃,这三点满足才是好剖面。主频最易理解,在剖面上数一数1秒里(或100 ms里)有多少个轴;只看主频还不行,可能还是假分辨率,必须二数相位。连续振动的多相位剖面是有效频宽太窄的表现(这要以剖面上大多数强波的连续相位数为准);"波形活跃"是有胖有瘦,有宽有窄,有黑有白,呆板的剖面是处理不当的表现。

(3) 保真度方面:简单地说,注意不要强调过头,相对保幅就行了,除了做AVO研究外,只要求不改变有效波的相对强弱关系,否则往往是自找麻烦。

(4) 偏移方面:偏移到位要检查断层、断棱清不清楚,其中偏移速度是关键,过去用叠加速度乘一个固定百分比再做偏移的老习惯是不可靠的,要下功夫细心琢磨。

(5) 显示方面:显示适中,不要显示成一片黑,满篇都是轴。有时计算站计算的都是对的,就是出站剖面没有显示好。显示好坏给肉眼的视觉效果差别还是很大的,必须要显示适中。什么叫显示适中呢?我的经验是:显示振幅一般以三分之二的同相轴波形能套起来为合适(至少相邻道刚好能碰上),如果三分之二同相轴波形碰不上,这条剖面肯定很难看,如果全碰上了也很难看。

(6) 地质效果方面:这比较难评判,我提了两条,可做参考标准。一是断层、尖灭等地质现象清晰;第二是用户认可,经过解释后认可。

我们在验收剖面时应该很好地把这些因素考虑进去。如胜利在陕北沿沟做的剖面,在1秒附近主频是80 Hz,这是在陕北很少见到的好剖面。

3. 检波器应该怎么埋?

要得到高分辨率,高频噪声是一个大敌,高频噪声是由风吹草动引起的,风是外因,外因是通过内因起作用的,内因就是检波器的松动,是否真正在地里插牢了。

我用1.4米的"超小排列"做了个试验。用8个三分量检波器,互相间距各20厘米,按道理这8个检波器都应该接收到相同的东西,可是实际记录只是50 Hz以下的低频波形有道间相关性,而60 Hz的高频噪声偏偏是相邻道间完全不相干,有的道大动大跳,有的道跳的小,能量差可达10倍20倍,而且在60～300 Hz的范围里,各道的主频也各不相同。

我用大拇指把检波器一个个往下压一下,再放一炮,高频噪声有的变好了,有的变坏了,仔细一想你按检波器时,只要尾锥边上哪怕有一个很细小的缝,好比说一根头发丝的缝,它就要松动,与地脱耦,风一吹,就乱振起来。用三分量把它的运动轨迹一检查,这些所谓高频谐振波都是在平面里来回转。形象地说就

是：深层的高分辨率是在你的大拇指底下，大拇指按紧一点，按好一点，它就是高分辨率，按得稍斜一点点，就又变成低分辨率，再按一下又变成高分辨率。我们现在野外检波器怎么放的？检波器往地上一插，用皮鞋噔一脚踩下去就算完。最后这脚是决定一切的，如果踩正了，那么微振非常小，如果未踩正，稍微斜一点，有头发丝那样的松动缝隙，那高分辨率就完了。所以我开玩笑地说："高分辨率就在你的大拇指下"，请大家注意。

我希望仪器厂做一个单道微振测试仪，它就是一个简单的单道地震放大器，后面加一个高通滤波，一个积分电路和一个简单的指示表头，可以发给野外放线班，每串检波器埋完后马上自己检查微振有多大，不合格的自己重埋，这样就可把高频噪声消灭在野外工地。第二个办法：每天放炮前一定要检查微振合格才放炮，入口微振大于 2～3 微伏，这道检波器就应该重埋。

4. 炸药怎样激发？

这个问题还未很好解决，值得大家研究。我原先设想细长药包可能得到好的效果，前几个月在长春附近做了试验，效果还好，的确同样 3 kg 炸药，细长药包效果比普通集中 3 kg 要好些，但效果不稳定；对大药量，小药量的认识问题现在尚未解决，因为我认识到除了耦合谐振是高频以外，还有次生干扰也是高频的，它们随药量增加也增加，而且其高频部分衰减的还慢，所以一般情况下，还是小药量比较好。聚能弹也可以进一步研究。但是在远离炸点的地方，随着波形的展开，聚能弹的方向聚能的作用也就愈来愈弱，恐怕也不能有明显的方向性。压电检波器没有与地的耦合谐振问题，很不错，它在水里没有插紧插松问题，在水里跟水接触也良好，它微振的水平比普通检波器要小七八倍。

我们如果把这些问题研究透了，我们高分辨率就有方向了。

四、关于老三维重新处理问题？

1. 老资料值得重新处理

近三、五年来，新的处理模块功能大有改进，有了 FXY 去噪、三维 DMO、三维静校正、一步法偏移等等，过去的资料值得重新处理。听说你们每年还处理不少老三维，加起来大概已经 2000 多平方千米了，据说大部分未取得明显效果。这需要研究一下是什么问题，我觉得有这几个问题要研究。

2. 重新处理，细心程度起主要作用

（1）子波要统一，就是胖瘦要一致，就要通过地表一致性反褶积或者是两步法反褶积来解决；时间要对齐是十分重要的前提，如果这两步做不好，高分辨率的处理就没有入门，好比说有的炮记录一组波是 3 个相位，有的炮记录一组波是 4 个相位，处理时谁对谁呢？做静校正，让机器来判断，它也能判断个互相关值，可是这互相关值是错的，它没法解决时间对齐，所以子波一定要一样，然后它才能够真正时间对齐。

（2）叠加速度的合理性要检查。要用叠加速度展开图来检查，要用理论曲线来帮助，速度要建库，要做人机交互。胜利油田叠加速度还未正式建库，应该建库。我们研究院过去每条测线进来，都是以测线为单位做速度谱，不管这地区过去做了 50 遍速度谱，他都不管，还是进来一个做一个，这办法不对头，应该建叠加速度库，随时进行更新，才能得到一个比较合理的叠加速度。我们研究院为了应塔里木参赛，拿同一条沙漠剖面做试验，共分了 6 个小组分别进行处理，我把他们各自的叠加速度打印出来，发现叠加速度的平面展开图上下跳动，这就是极不合理的。不应该再继续下去了，必须用叠加速度展开图来检验是否合理。

要用人机交互检查速度谱。78 年我在埃克森工作一年，印象非常深的是它所有的处理流程中，别的东西都可让机器自己去做，只有叠加速度必须人机联作，在屏幕上既能看到道集，又要看到叠加效果，还能看到相邻 CMP 的变化规律，还能看到层速度。这四个东西的合理性是至关重要的。我们现在在这个环节

上没有抓好。人家20年前规定、推广的事，我们到今天还未推广，还是在速度谱纸剖面上将极大值一个、一个打钩就算完，这是极不合理的。我认为我们现在处理中这些老习惯、老框框一定要改进。近年来，水平叠加的缺陷越来越明显，我建议要多用DELFIT，就是剔除拟合求P波剖面。胜利油田黄河口附近野外的原始单炮，通过两步法反褶积大大地提高了主频，从1秒到2秒之间共68个相位，基本上是比较好的，这68个轴通过水平叠加后变成了33个轴了，可见单张记录的分辨率被水平叠加贪污了一半，这个问题是很严重的。水平叠加是一个低通滤波，它把高频信息砍掉了，那么怎么办？我们提出了"剔除拟合求 T_0 道"。还是胜利的资料，通过剔除拟合，浅层比水平叠加原来好多了，亮点更清楚，而且通过它还可以得到AVO信息，就是说剔除拟合本身可以得到一个远道与近道的差值，差值剖面振幅差大就是含气的象征，是反映AVO有异常的意思。这个程序运行非常快。而水平叠加，它不等于垂直正入射的P波剖面，因此严格来说，我们目前的水平叠加不能做波阻抗反演。因为波阻抗反演的递推公式是假定垂直正入射，而用"剔除拟合求 T_0 道"这种办法直接得到的是垂直入射P波。所以我在杂志上提倡今后把它取代水平叠加，它既提高分辨率，还能把信噪比也提高，希望大家来推广它。

(3) 偏移速度的合理性要检查，叠加偏移用粗放式的滚一次就出来的生产方式是不行的。如濮阳的文北三维是我国引进西方地球物理公司的3033计算机做的第一片三维资料，由于当时美方错误决定了偏移速度，以至于整个三维剖面的成像质量不好。这是很明显的，只要偏移速度改变一下，成像就大有改进。

(4) 要推广测井约束的波阻抗反演，我认为要寻找小砂体、寻找岩性油藏，现在寻找的还不够，将来通过测井约束的波阻抗反演可能效果会更好些。

五、今后三维地震怎么做？

1. 原则

对胜利油田下一步三维地震的决策，我提个初步意见。就是：三类工区，推倒重来；二类工区，填平补齐；调查实况，缺啥补啥；总体设计，分片实施；精细处理，实现连片；严格要求，按质论价；先搞试点，总结经验；强化管理，优化组合；三年为期，拿下两大片(滩海与济阳)。

所谓三类工区，根据评估报告，大概占13%，其中沾、车、海占24%，所以实际上是海滩反而更差，那么海滩干脆在重做三维过程中把质量纠正过来；二类工区填平补齐，先调查一下真正的质量情况，选出有用的炮和无用的炮，缺啥补啥。

总体设计，三年为期拿下两大片。我重点看准了两大片：一是从胜海到孤东，我认为这是寻找后备储量最关键的一片，工作做好了，即使不能发现新油田，对老油田的开发也是至关重要的，而且分辨率提高了就有条件真正做到储量描述；二是中央带，建议填平补齐。

2. 方法

要做好这一工作，我同意陈祖传同志的意见，就是：

第一，要把它作为一个系统工程，成立专题项目组，有经理、有顾问、有实干的这三部分组成。

第二，要成立分析组，把现在济阳坳陷1.3万平方千米的典型的炮记录做评价分析，真正看一看野外实际资料的品质如何；要建立一个资料的品质库，要分类，可以做屏幕的显示——比如有效覆盖次数、废炮位置、一级品二级品、方位角、面元大小、最大炮检距，都能存到库里，且都能调出来。

第三，要成立一个设计组，提出全面补齐的方案，具体到新的面元的组成，例如原先30次覆盖，现在再加20次，新老一起用。缺啥补啥，哪地方缺炮就补哪里，当然施工有点困难，不过是在补20次覆盖的过程中多放几炮而已，就是再放一次20次覆盖，在放时把炮点移动一下，补做过去缺的地方。这个要在屏幕上做预设计，预设计在国外相当重视，什么叫预设计，就是在屏幕上做设计，在屏幕上对每一个炮点、每一个

检波点都可移动，可以打印出地下网格点，覆盖次数。这要做一个总体设计，三年完成两大片，分期实施，工作量先后次序要搞清楚，要有试点区，技术要求要提出技术措施及激发接收方式、网格大小方案。

第四，要成立运行管理组，严格地制定质量控制制度，按质论价，优质优价，有奖有罚。

第五，要成立精细处理组，负责工区的拼接、面元重组，应该建立速度谱、方位角库，在非纵距大的时候，要考虑时间倾角校正，找面元中心，扩大面元的时候要考虑真正校正到一个面元的中间去，这个程序应该可以自己来编。

最后通过精细处理，把测井约束波阻抗反演做好。

谢谢大家。

李庆忠　1998 年 4 月 4 日于胜利油田

文章编号 215-1

地震勘探技术的发展方向



我在 2006 年对我国的地球物理勘探的发展方向提出了五方面的意见。分五篇写出。这是绪言篇。

此文提出:① 要正确处理好"国外引进"和"自主创新"的相互关系。② 对国外兴起的新技术要做调查研究,不能一哄而上,要根据中国的具体情况,看这项新技术是否对我适用,决定取舍。③ 要再次强调"解放思想,实事求是"的科学精神。

引　言

改革开放三十年来,我国物探工作坚持自主创新与引进、消化、吸收、再创新相结合,发展了针对中国陆相沉积及海相沉积特点的复杂地表、复杂地质目标的物探配套技术,建立了具有国际竞争力的物探服务队伍。

近几年,国内物探发展呈现三个特点。一是投资逐年加大:2000 年至 2007 年平均每年增长 10.7%。二是投资结构发生转变:二维工作量逐年下降,三维工作量从 2000 年的 7841 km^2 上升到 2007 年的 19083 km^2,平均每年增长 13.6%。三是强化处理解释工作:从上世纪 90 年代末到目前,二维处理能力由 100000 km 上升到 160000 km,三维从 10000 km^2 上升到 30000 km^2。目前,仅东方地球物理勘探公司已拥有 14500 个 CPU,总核数达 26200 个(主要是国产的曙光计算机),计算速度已达到每秒 230 万亿次浮点运算次(峰值)。这使得高精度三维、叠前偏移、叠前反演等先进技术得以广泛应用。

现在物探队伍已成为找油找气的主力军。从 2000 年到 2007 年,中石油集团公司国内市场共采集二维地震 394161 km,三维地震 94559 km^2。在全集团公司内大力推广地震连片叠前时间偏移和储层预测技术。7 年间通过物探技术共发现和落实圈闭 6000 余个,圈闭面积超过 50000 km^2,提交预探井位 2600 余口,井位部署对地震资料的依赖率从以前的 70%上升到 90%,探井成功率也由 40%提高到 50%左右,油气勘探不断获得重大突破。

物探技术的不断进步使得利用物探方法找油的领域越来越广,但是随之勘探的难度也越来越大。通过物探技术人员多年的艰苦努力,物探技术的水平不断获得提高,其找油的本事也越来越高。如近年来在西部塔里木盆地我们利用山地三维地震勘探技术,在地上为复杂山地地下为复杂构造的地区找到克拉 2、迪那等大气田,利用重、磁、电、震资料综合识别与预测火成岩体技术在大庆及准噶尔盆地找到徐家围子、克拉美丽三塘湖油气田等。

随着物探技术的提高,物探行业的重要性在油气勘探不断获得突破过程中明显凸现出来,作为我国物探领域的主力军,东方地球物理公司的领军地位也获得了集团公司的认可,集团公司领导对东方地球物理

公司的评价越来越高，东方地球物理公司在集团公司所属各油气田油气勘探过程的参与率也越来越高。据统计在地质解释综合研究方面，2008 年中石油集团股份公司在油气勘探方面筛选出的具有重要意义的重大发现、重要苗头和储量区块项目共有 31 项，东方地球物理公司就参与了其中的 17 项，再加上物探资料采集与处理，物探的参与率已达到 70%以上。

然而，现在还有很多物探技术问题并未完全解决，例如在我国西部山地地区还有不少地方地震方法没有完全过关，需要继续进行技术攻关。我认为对于今后物探技术的发展，必须要把创新意识与求实精神结合起来。如推广新技术、新方法要从中国的实际情况出发，不要盲目地跟外国学。像我国西部干旱的山区这样的特殊地表条件要进行地震勘探，我们还无法从国外取得成功的勘探经验。

我的认识是：技术攻关固然重要，但现在更重要的是观念的更新和技术管理的保证。

下面我将根据自己的理解，对我国陆上地震勘探当前的发展方向提出我的看法。共分五部分。

我国石油物探战线近年来取得了长足的技术进步，培养出一支精湛的勇于创新的科技队伍，成为我国石油勘探中的尖兵。

在崇山峻岭中的库车坳陷找出克拉 2 大气田是我国石油物探技术进步的标志，令 CGG 等外国公司都自叹不如。

继克拉 2 大气田的发现，我们又在塔里木大沙漠中通过实施百分之百潜水面下激发放炮，使地震资料品质大幅度提高，终于在一号坡折带打出了一批高产、稳产井。

最近又通过推广三维叠前时间偏移技术，使冀东油田深层反射层成像更加清晰，老堡南等五个构造带又相继打出了一批油层很厚、产量很高的油井。

多年来，在集团公司的各级领导的关心支持下，BGP 在国际上也打出了品牌，扩大了业务。没有集团公司的关心和支持，不可能有今天的 BGP。

对今后的石油物探技术进步我有三条建议：

1. 要正确处理好“国外引进”和“自主创新”的相互关系

物探一路的技术进步历来都从国外引进获得了很大的推动力。长期以来，客观上形成了“外国有什么，我们就学什么，我们就买什么”。这样就形成了依赖思想，妨碍了“自主创新”精神。西安仪器厂后期的教训值得总结：在技术密集型的地震仪器制造业中，与外国公司“合作”，只能沦为外国公司的一个简单装配车间，我方不可能从中得益。物探软件的发展走的是一条正确的路。我们既消化了引进软件的长处，又在新的平台上加以集成、创新。从 GRISYS 到 GeoEast，一步一步前进，这才是可取的道路。

2. 对国外兴起的新技术要作调查研究，不能一哄而上，要根据中国的具体情况，看这项新技术是否对我适用，决定取舍

近年来外国兴起了一阵“多波地震勘探技术”与“三分量数字检波器”的热潮。声称是地震勘探“全数字”的新的里程碑，我们又不加分析的盲目引进。实际上它在国外也不曾取得太大的实质效果。我很早就指出“多波地震”在我国并不能带来太多的好处。地表是一个最坏的弹性介质，“三分量数字检波器”插在地上，只是“一朵鲜花插在牛粪上”。对此，最近我将发表系统的分析文章（过去的例子还有“井下重力仪”、“三分量 Omniphone 万能检波器”等）。

3. 要再次强调“解放思想，实事求是”的科学精神

要搞好科技创新，必须有这种精神。盲目迷信国外“新技术”不可能带来实际效益。从中国的实际情况出发，山区地震消灭“坑炮”，沙漠中百分之百潜水面下放炮，却能够使地震资料品质大幅度提高，带来油气勘探的新突破（这几年还常有一些人迷信外国的骗局，或者甚至为它们做宣传。什么“微中子探测”直接找油、“PetroSonde 岩性探测”直接找油、“艾菲重力”直接找油等，风行一时，实际上是一些骗局）。

我深信通过这次集团公司的科技大会，广大物探战线的科技人员将会受到很大的鼓舞、再接再厉，勇于开拓创新，夺取更大的胜利。

下面我将分五个专题加以讨论。

文章编号 215-2

关于陆上地区高密度采集的效果

这是我和我的博士生魏继东共同撰写的文章。关于高密度采集，我认为：

（1）陆上高密度采集不能简单地理解为愈密愈好。要考虑所得和所失，大量增加野外投资不一定能取得相应的回报。

（2）大地吸收作用是中深层反射获得高分辨率的主要障碍。减小组合效应并不能显著改进陆上地震资料的分辨率。

（3）地下一个点的反射信号到达地面成为几个菲涅尔带的一大片。常常为宽几百米。所以，并不在乎采样密度有多密。试验证明采样密度到达一定程度后，成像分辨率不会再增加。



资料密集了，覆盖次数高了，肯定只有好处，没有坏处。唯一的问题是如果做过头了，就浪费了工作量。我认为我们应该站在国家的立场，合理地因地制宜地掌握好高密度采集的密度，不要浪费国家的人力、物力和财力。

原文稿"高密度采集中组合效应对高频截止频率的影响"2007年发表于石油地球物理勘探杂志，后来经2013年3月修改补充。

近年来，在国际上的物探界刮起了一阵"高密度"采集的风（就是不断缩小道间距，减少组合甚至不组合，不断增加空间采样密度的做法）。这种高密度采集技术在海上的地震勘探以及陆上的可控震源地震勘探施工中获得了良好的效果。

我国物探工作者曾在中国石油勘探期刊上撰文介绍这种技术（《高密度空间采样地震技术发展与展望》，中国石油勘探，2007年第12卷第1期第49页），在文章中列举了国际上比较成功的高密度采集实例，但我们注意到：实例基本上都是海上的，只有一例是陆上的，但它的主频只有60 Hz，并不是效果很好的实例。

在国际上高密度三维地震技术首先应用于海洋地震勘探，这是由海洋地震勘探的设备特点决定的：过去海上地震电缆里水听器很多，每0.7 m一个，但地震仪的道数不够，所以不得不把若干个检波器先串联组合起来，成为一个道，再由接收仪器进行模数转换记录。近年来，随着地震仪的带道能力扩大到上万道，当然不需要再事先组合了。基本可以不增加勘探成本，让每个水听器单独进行模数转换记录，这是很自然的合理改进。

目前大多数海洋勘探检波器不组合，道间距小，并且计算机可以传输较大量的地震数据，采集中可采用单个压电检波器接收，气枪组合激发。1993年PGS公司使用5缆地震采集船开始进行高密度采集尝试，2001年发展到16缆，目前能达到20缆进行地震作业，面元普遍使用小尺度6.25 m×25 m，有的甚至

减少到 6.25 m×12.50 m 和 3.125 m×12.50 m。

陆地高密度地震技术的研究和试验工作投入较多的是 WesternGeco 公司，该公司采用野外单个检波器接收，室内进行数字组合处理(DGF)(Digital Group Forming)等称为 Q-Land 的技术，面元多采用 15 m×15 m 或 20 m×20 m。

在国际上，现在形成了一种高密度采集的潮流，很多人把其效果夸耀的神乎其神，美国的 WesternGeco、法国 CGG 等公司还为此推出 Q-Land、Eye-D 等技术系列。在我国也有许多人盲目推崇这种高密度采集技术，好像不搞这种技术就不能顺应世界潮流似的。我曾对这种高密度采集的实例进行了认真的分析，从实例看，许多较好效果的例子都是海上勘探所获得的，陆上好一些的例子是由可控震源施工所获得的。

在我国减小空间采样间隔的尝试是从 90 年代开始的，但是起初的出发点是考虑到大道距使用的组合基距过大，认为这样使得组合时差较大，对高分辨率不利，目的是缩小组合基距减少组合时差，当时在青海民和和新疆塔里木都做了这种小道距的尝试，最终没有得到预期的效果。所以当时就有同志总结，认为 10 m 道距并没有改进资料采集效果。

近年来随着仪器道数的增加以及勘探精度要求的需要，我们的常规三维地震采集已经从以往的大多采用的 50 m×50 m 面元逐渐缩小到 25 m×50 m、25 m×25 m、20 m×20 m 甚至更小。东方公司的邓志文总监曾经对我国近年来的地震野外采集采用的炮、道密度情况进行了调研，按照高密度采样的计算公式算出的炮、道密度标准，在我国近年的地震勘探中大部分都已经达到了高密度采样，道密度已经大于 164236 道/km^2。也就是说现在我国的大部分地震勘探的空间采样密度已基本达到了高密度的标准要求。

但是，我国的一些同志不根据我国陆上勘探的实际情况，盲目地去追求高密度小道距，检波器数量成倍地增加，大大增加了勘探投资，并没有得到应有的效果。

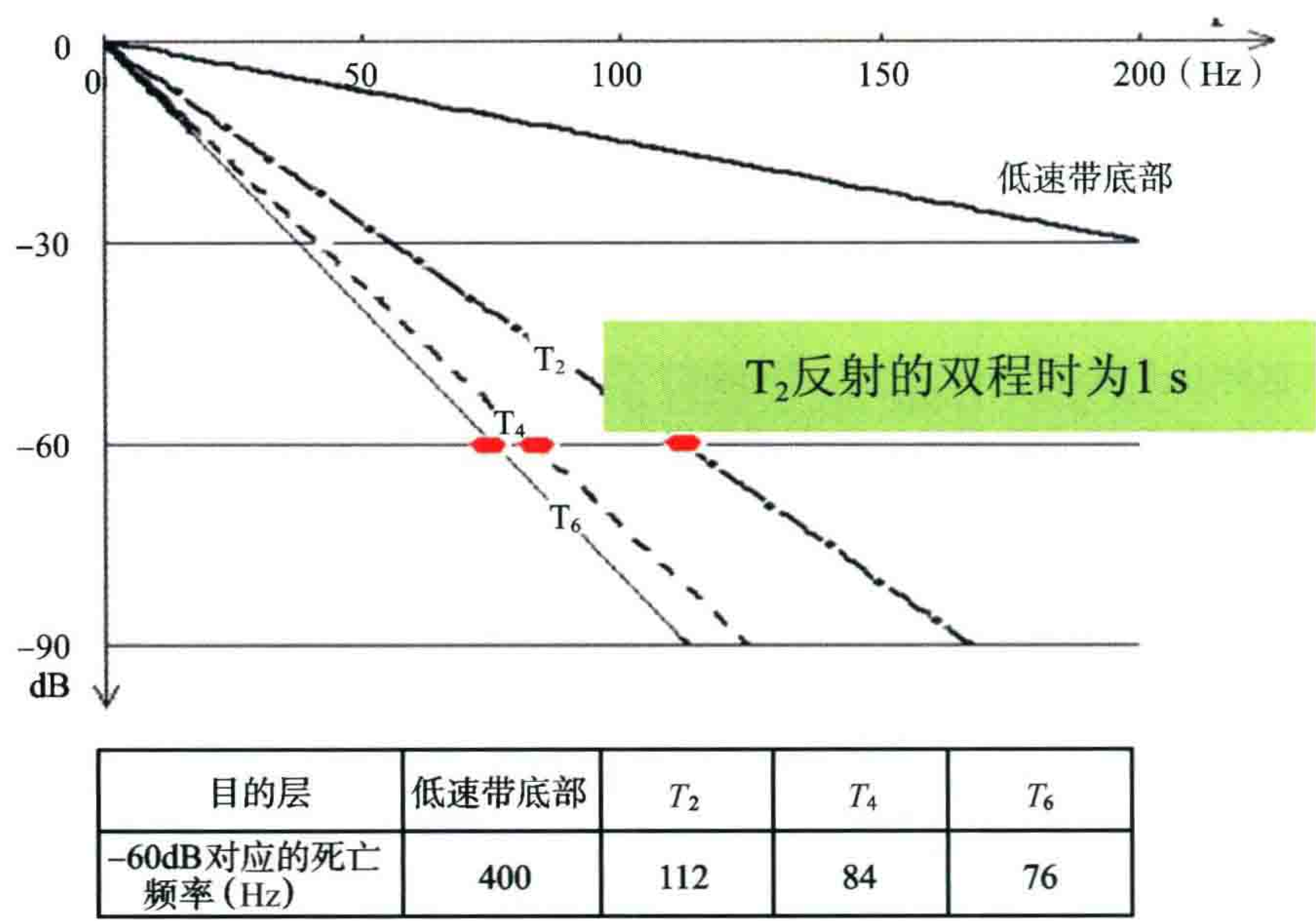
让我们来对这个问题进行一下理论分析。

大家知道，影响地震信号高频衰减的因素不只是组合效应。一般野外施工中影响高频信号衰减的几个主要因素是：① 大地吸收作用；② 检波器组合效应；③ 野外组合时差。

首先，我们根据目前地震勘探技术的“信号可记录性”知道：地震信号是通过 24 位模数转换器记录到磁介质上的，每一道地震数据可以按付氏分析认为是不同频率正弦波形的叠加结果，而正确地记录一个正弦波的波形至少需要四个二进位，于是对同一时刻进来的强、弱信号来说，如果其高频正弦波衰减到低于低频正弦信号的千分之一(即 −60 dB)时，高频弱信号将记录不上四个二进位，将记录不到其正确波形。所以说：对于每个频率的信号成分来说，低于 −60 dB 的频率信息我们是使用不上的，这是因为：一是按照目前仪器的记录能力，对于低于 −60 dB 的频率成分大部分将被淹没在仪器本身的噪音内；其二是，目前资料处理中反褶积需要加白噪，白噪系数一般取为千分之一(0.001)，正好是 −60 dB。而白噪系数为千分之一，即意味着低于千分之一的高频信号将不会被恢复、放大。因此我把在进行傅里叶分解后归一化，使最强频率成分能量定为 1，那么能量级别在 −60 dB 以下的频率成分都叫作死亡频率，−60 dB 是死亡频率的界限，在其以下的频率成分我们是记录不上、恢复不了的。

我们先以华北为例来分析研究一下各种对高频信号影响因素的作用大小。图 1 表明了在只考虑大地吸收作用时的华北平原地区各典型地层可以接收到的最高频率，从图中我们可以看到，在只有大地吸收作用的情况下，对于双程反射时间为 1 秒的 T_2 层，与 −60 dB 死亡频率线相交的频率是 112 Hz，这就是我们可记录到的与 T_2 层对应的反射信号最高频率，与双程反射时间为 2 秒的 T_4 层对应的是 84 Hz，与双程反射时间为 3 秒的 T_6 层对应的是 76 Hz。

图 2(a)表明了在华北地区组合基距(15 m)、组内高差(按采集标准要求最大 2 m)及大地吸收三种因素对不同频率反射波的压制曲线(线号依次分别为 A、B、C)，曲线 D 为曲线 A、B、C 三条曲线相加而得(A+B+C=D)，从曲线 D 可看出把三种影响加起来后，与 −60 dB 是死亡频率线相交的地方频率是 106 Hz，也就是对于 1 秒的 T_2 反射，把组合基距、组内时差和大地吸收三种影响都考虑进去后，我们可记录到的信号最高频率是 106 Hz。



目的层	低速带底部	T_2	T_4	T_6
−60dB对应的死亡频率(Hz)	400	112	84	76

图 1　只考虑大地吸收作用时华北平原地区各标准层可接收到的最高频率

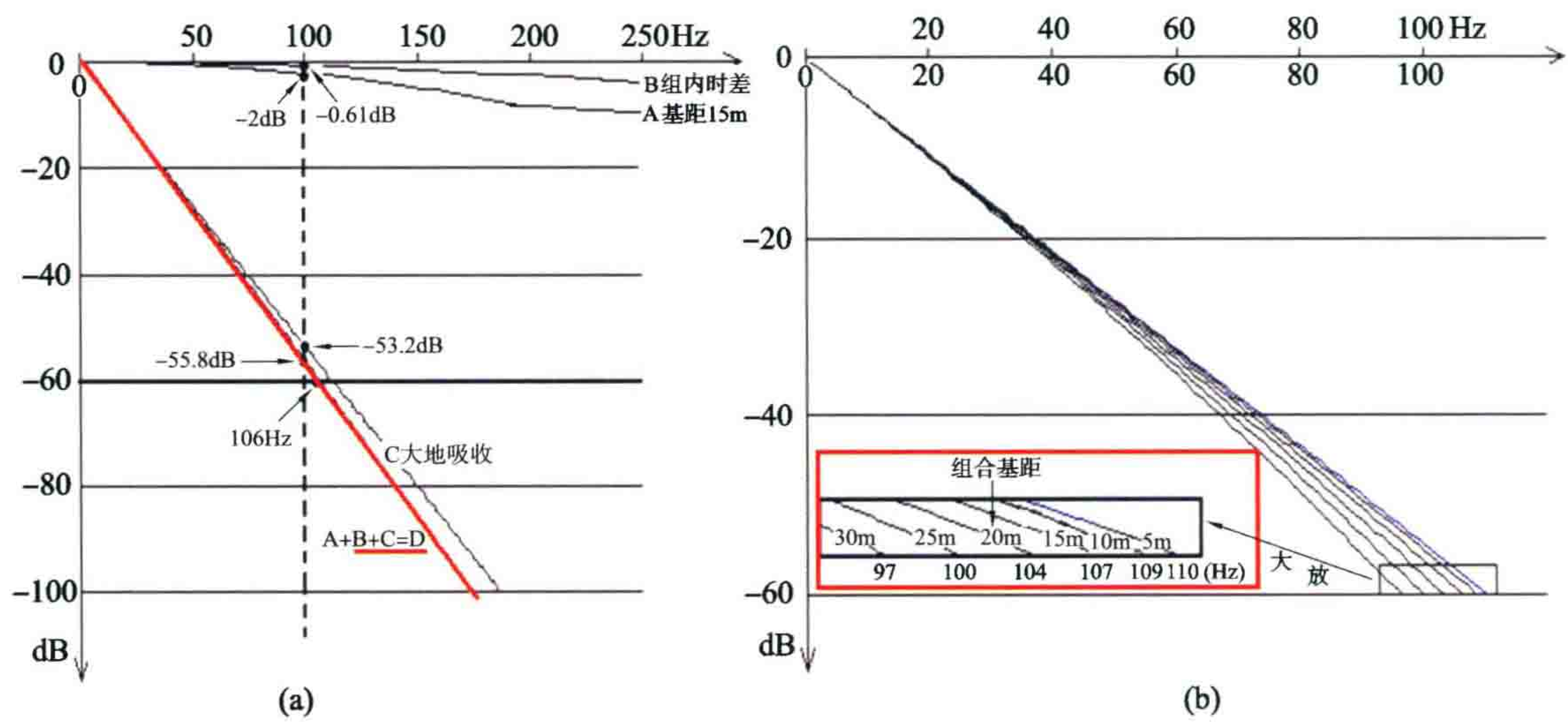


图 2　组合基距、组内时差、大地吸收对反射波的压制

但是，进一步分析可知，对于 1 s 到达的 100 Hz 左右的高频有效波的衰减起最主要作用的是强烈的大地吸收作用（占－53 dB），而与道距有关的组合效应以及组内时差并不是主要因素（才占－2.6 dB），它们之间相差 500 倍，也就是说对高频信息影响最大的主要是大地吸收衰减。

我们再对不同组合基距对高频信息的影响情况进行分析，图 2(b)表明了在华北地区 5～30 m 不同的组合基距（组内时差与大地吸收作用不变）对 1 s 反射 T_2 目的层的影响情况，可以看出小组合对减少高频信息的作用并不明显。

缩小到5 m，或者不组合

地区/目的层	死亡频率 \ 组合基距	5m	10m	15m	20m	25m	30m	备 注
华北平原	T2	110	109	107	104	100	97	
	T4	83	83	82	81	80	79	
	T6	75	75	75	75	74	74	考虑大地吸收、组合效应、组内时差三项
新疆沙漠	T2	45	45	45	44	44	44	
	T4	39	39	39	38.5	38.5	38	
	T6	37	37	37	37	36.5	36.5	
海　上	T2	154	150	144	137	132	130	考虑大地吸收、组合效应两项、没有组内时差的影响。
	T4	105	104	103	102	100	98	
	T6	93	93	92	92	92	91	

图 3　组合基距 5～30 m 不同地区不同反射层对应的死亡频率

图 3 表中列出了华北平原、新疆沙漠及海上不同地区、不同目的层在不同组合基距情况下各目的层所对应的“死亡频率”。可以看到如果在华北平原地区把常规的组合基距从 30 m 缩小到 5 m，或者不组合，可以记录到的 T_2 目的层最高频率可以增加 13 Hz，通频带的中间频率（主频）大约增加 6.5 Hz。

如果在塔里木盆地沙漠地区将组合基距由 30 m 缩小到 5 m，或者不组合，可以接收到的 T_2 目的层最高频率只增加了 1 Hz；此时采用 5 m 道距，尽管相应的采集、处理投入会数倍地增加，却并不会显著地拓宽可以接收到的有效频段；这是对 T_2 反射的双程时为 1 s 的分析，从表可看到对 2 s 以下的深层反射则情况更严重。

如果是海上工区，因为海水不存在吸收作用，并且也不存野外的组内高差，情况则会有很大的不同。如果海上同样道距从 30 m 减小到 5 m，可记录的 T_2 目的层最高频率就会从 130 Hz 提高到 154 Hz，提高 24 Hz。

所以，我认为，陆上“高密度采集”的潜力不是很大，Q-Land 的效果值得推敲。海上的高密度采集会见到明显的成效，而且是“顺理成章”的。可控震源的高密度采集也是合理的，因为它并不增加太多的成本。

目前的所谓陆上地区高密度采集的效果太好必定另有原因，最可能是由覆盖次数的增高以及处理水平的提高两方面所引起。

一、关于小面积检波器组合必要性的论证

目前不少人在追求搞单点接收，我认为取消组合目前是不恰当的，因为高频环境噪声始终对我们搞高分辨率是一种威胁，小组合还是有用的。

图 4 是东方公司詹世凡副总工程师利用盒式波法对初至前环境噪声压制效果进行的测试实例，该实例表明了组合对压制高频环境噪声的重要意义。

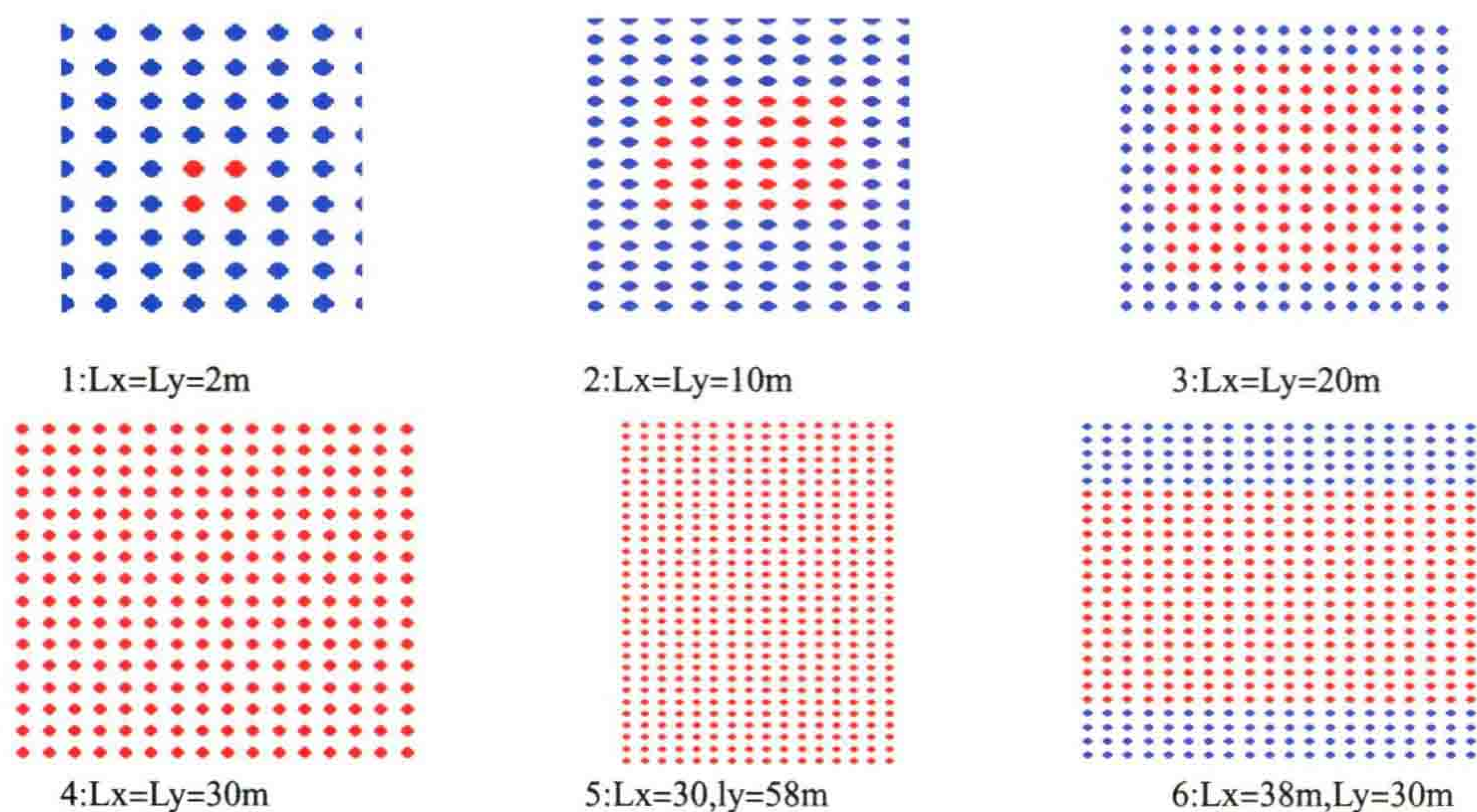


图 4　用盒式波法形成的六种不同组合基距的组合方式示意图

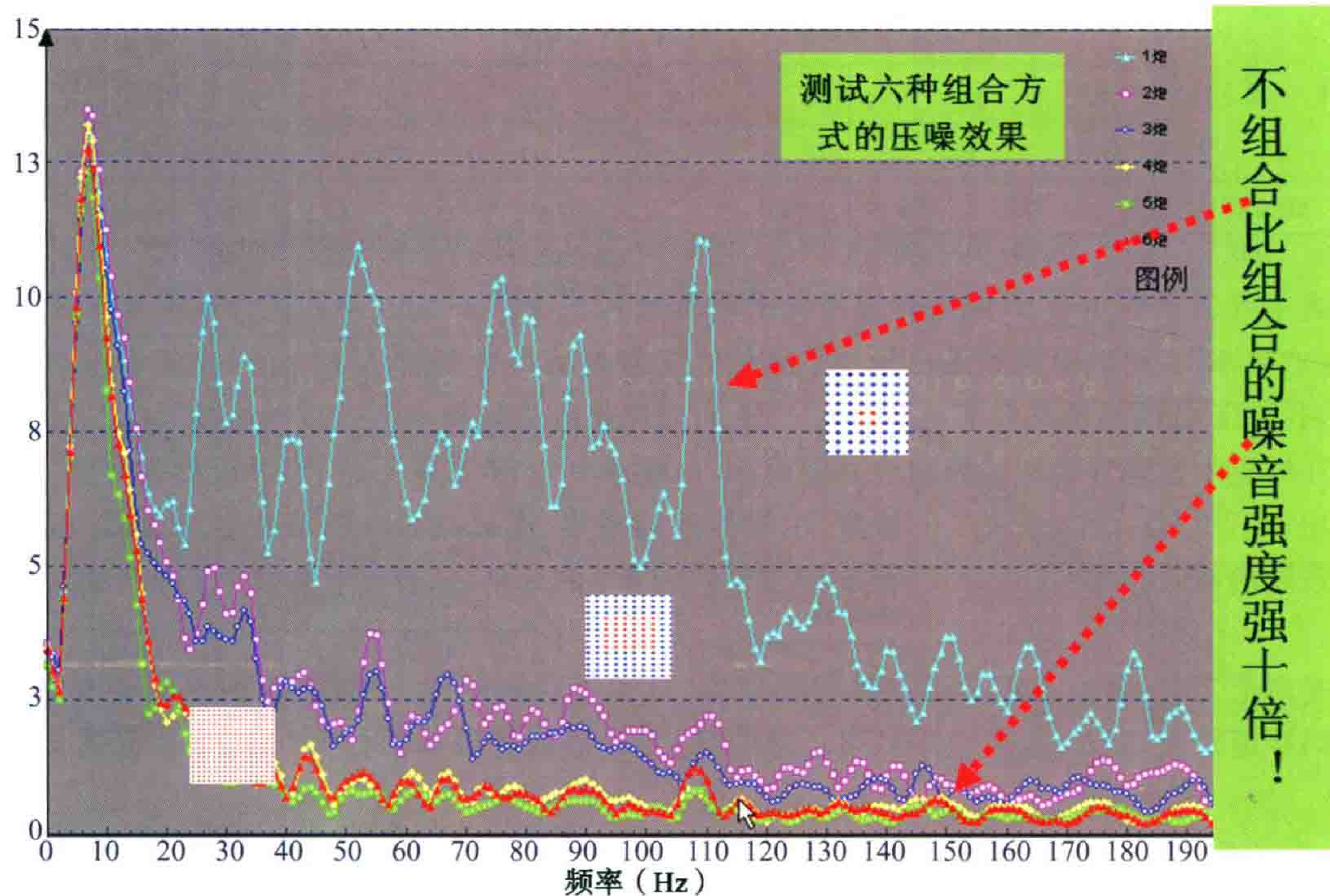


图 5　六种组合分别对初至前环境噪声压制情况的频谱分析对比图

从图 5 中可看出：不组合或者少组合（如实例的 4 点组合）比组合的噪音强度强 10 倍甚至还多！并且环境噪音频率分布广，无法通过频率滤波去除。因此适当组合对衰减环境噪音意义重大。

（一）青海油泉子高密度采集的例子

我们曾经分析过一个实例。2003 年东方公司在青海油泉子地区进行地震攻关，采用 10 m 道距，比过去加密 3 倍。攻关前后剖面的对比质量的确上了一个台阶。报告人说，这是高密度采集的功劳。

我认为青海油泉子攻关剖面资料品质改进的主要原因不是高密度采集的功绩，而是因为道距小而不得不采用的检波器横向拉开（Ly＝110 m），这才是使得资料获得改进的主要原因。

2005 年 5 月对青海油泉子地区的攻关高密度采样资料分别取东西向 Line03-1053 测线和南北向 Line03-039 测线进行抽稀处理试验分析，把道距由 10 m 抽至 20 m。从对比图可看出，10 m 道距同 20 m 道距的剖面没有明显差别。

因此，青海油泉子地区高密度采样攻关资料经抽稀处理结果对比后得出的结论是：**不是道距起主要作用，横向拉开组合 110 m 才是本地区资料改进的主要原因。**

（二）胜利油田的极高密度高覆盖例子

2009 年胜利油田也尝试了一次极高密度高覆盖的勘探试验。

所花的代价太大了。以永新地区三维为例，采用了 5000 道仪器接收，48 线 75 炮面元细分观测系统，以 25 m×25 m 面元计算，覆盖次数达 600 次，道密度已大于每平方千米 60 万道。施工代价是 90 年代的 20 倍！

它的地质效果还是不错的（与东营三维大连片的资料对比），地质现象要丰富，主要体现在信噪比大大提高，但是分辨率没有太多的提高。

图 6 是这次极高密度三维采集试验与过去三维剖面的对比。右下方极高密度采集的剖面上可以推测有 6 条小断层。但由于分辨率太低，仅仅是表现为同相轴的扭曲。

我想，花这样的代价有点不值。其实，我们只要在室内处理中对动静校正及反褶积稍加努力，把分辨率（主频）稍微提高一些，不用花 20 倍的代价，就可以得到同样的效果。

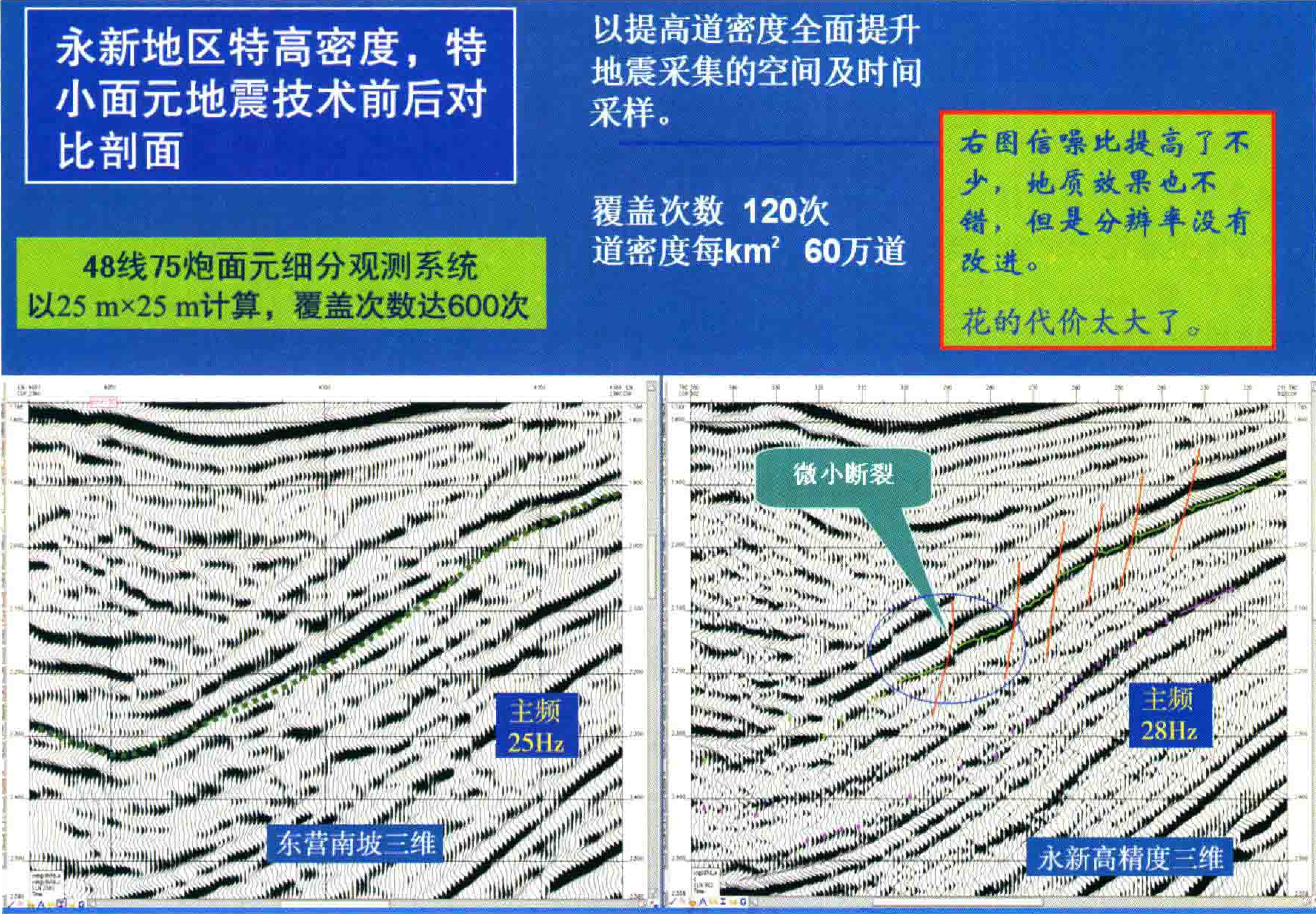


图 6　永新地区极高密度三维采集的效果

二、我的认识

关于高密度采集，我认为：

（1）陆上高密度采集不能简单地理解为愈密愈好。要考虑所得和所失，大量增加野外投资不一定能取得相应的回报。

（2）大地吸收作用是中深层反射获得高分辨率的主要障碍。减小组合效应并不能显著改进陆上地震资料的分辨率。

（3）地下一个点的反射信号到达地面成为几个菲涅尔带的一大片。常常为宽几百米，所以并不在乎采样密度有多密。

(4) 光靠野外加密测点距并非必要,关键是看偏移成像后的效果。今后要从成像质量来分析采集及处理的合理性。

(5) 成像质量决定于在偏移范围(大致两个菲涅尔带直径)内:① 参与偏移的道数;② 分布的均匀性;③ 频率成分;④ 相应的信噪比;⑤ 偏移速度的准确性。

(6) 分布的愈均匀愈好,根据照明分析进行的补炮对水平叠加是好事,但对成像可能是坏事,它增加了偏移噪声。

(7) 对于叠前偏移,成像质量甚至跟面元的大小也没有直接关联。

(8) 总体上说,我们以前的野外采集密度是差一点,只是基本上满足成像要求。

三、关于成像质量问题

成像质量决定于在偏移范围 $4R\times4R$ 内(R 为第一菲涅尔半径),即如图 7 所示的圆内:① 参与偏移的道数;② 分布的均匀性;③ 频率成分;④ 相应的信噪比;⑤ 偏移速度的准确性。即它们能否使双曲面上的能量相加以后信噪比大于 2,并且足以把两边的绕射尾巴互相抵消掉。对于不同频率的反射信息而言,频率愈高,菲涅尔带半径相应变小,则要求的偏移范围愈小,且分布的平均点距要相应缩小。对于同样的信噪比来说,要求的输入道数大致相同。

下面我们先看一个地下只有六个绕射点源的偏移成像理论分析的例子。

图 8 所示的是地下六个绕射点源的不同主频情况下的正演理论记录。其中道距 $dx=25$ m,60 道作为输入道,地下 6 个绕射点相距 50 m,埋深 1200 m,反射波主频分别为 10 Hz、20 Hz、40 Hz 和 80 Hz。图 9 为主频 40 Hz 的理论记录偏移成像后不同道距情况下的横向分辨率比较。此时菲涅尔半径 $2R=316$ m,输入分别为 41 道×12.5 m、21×25 m、11×50 m 和 6×100 m,输出道距统一为 25 m。从结果可以看出,在输入道道距为 100 m 时结果有明显偏移噪声存在,50 m 时六个绕射点已经能够基本分开,25 m 时已经足够好了,12.5 m 与 25 m 的比较没有明显的改进。

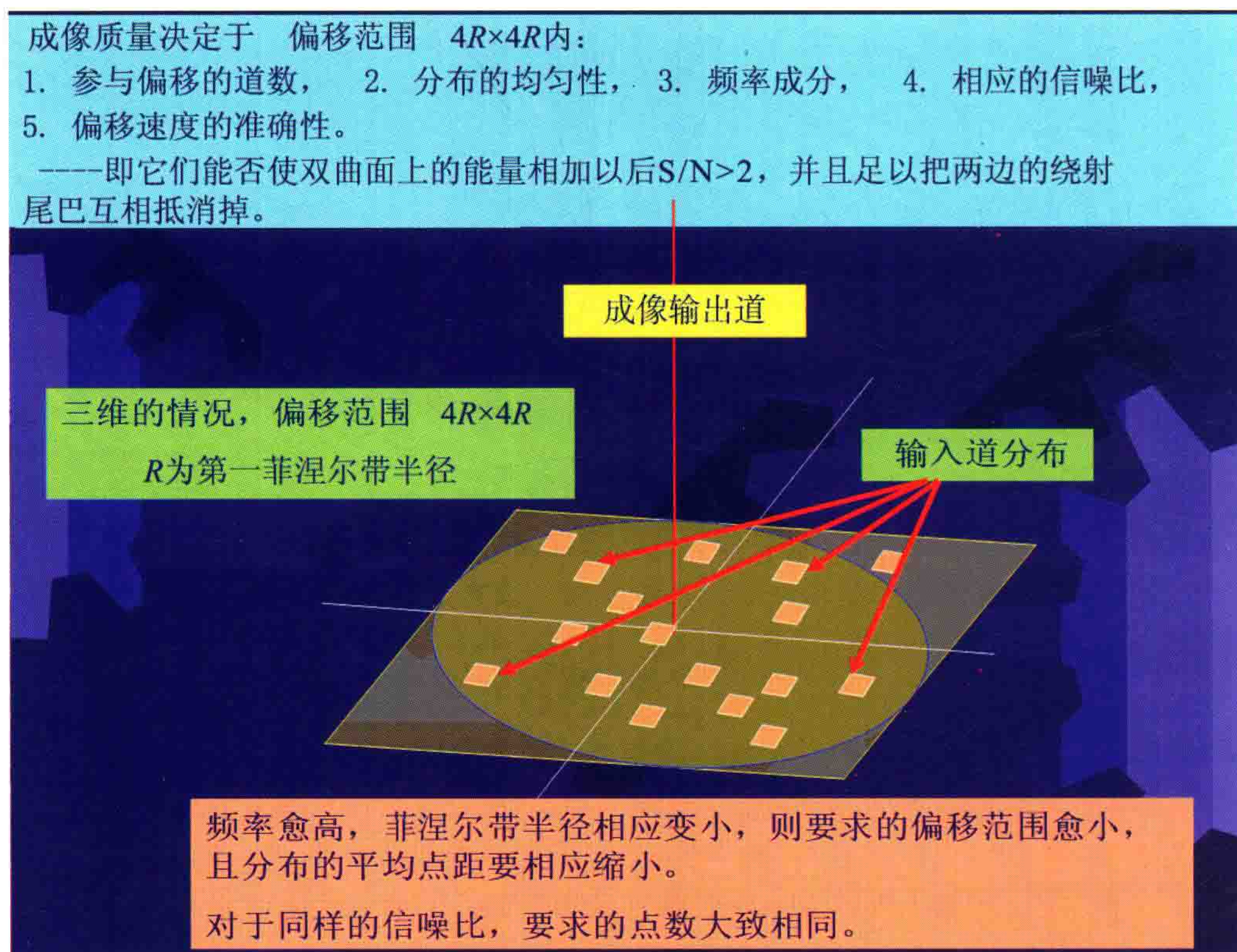


图 7 三维地震偏移范围示意图

(图中圆表示偏移范围 $4R\times4R$,R 为第一菲涅尔带半径)

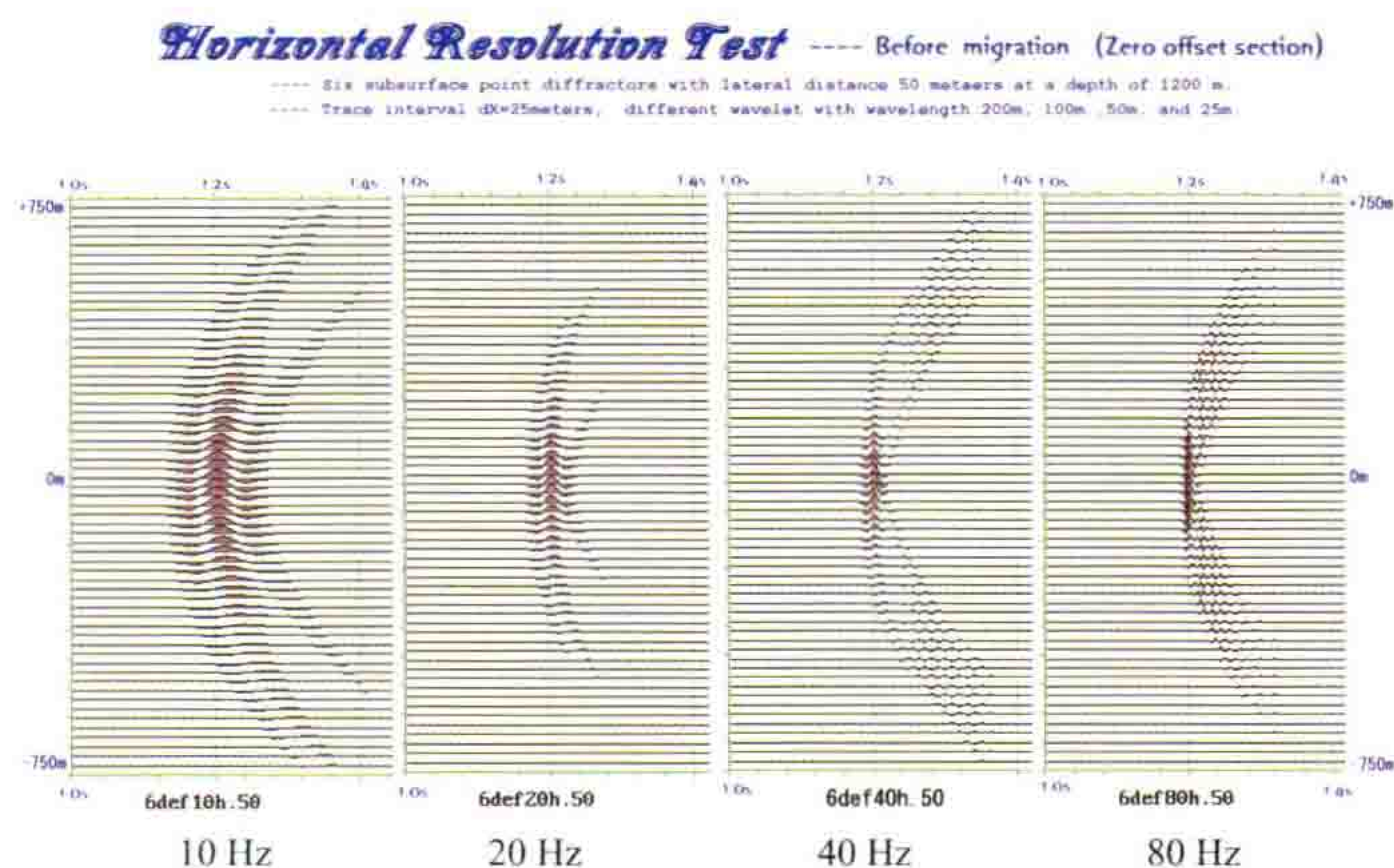


图 8 六个绕射点源不同主频情况下的正演理论记录

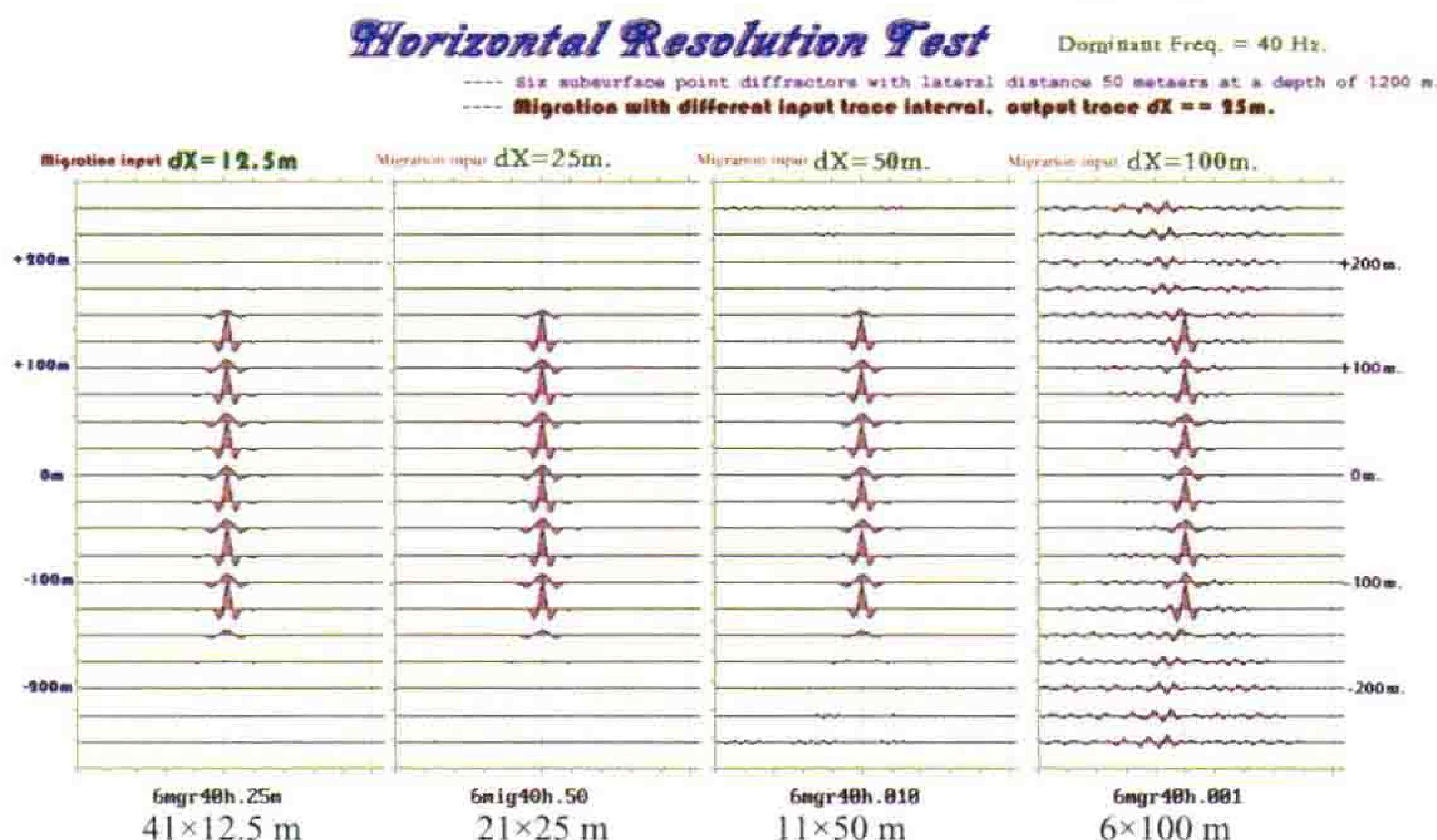


图 9 主频为 40 Hz 的理论记录偏移成像后不同道距情况下的横向分辨率比较

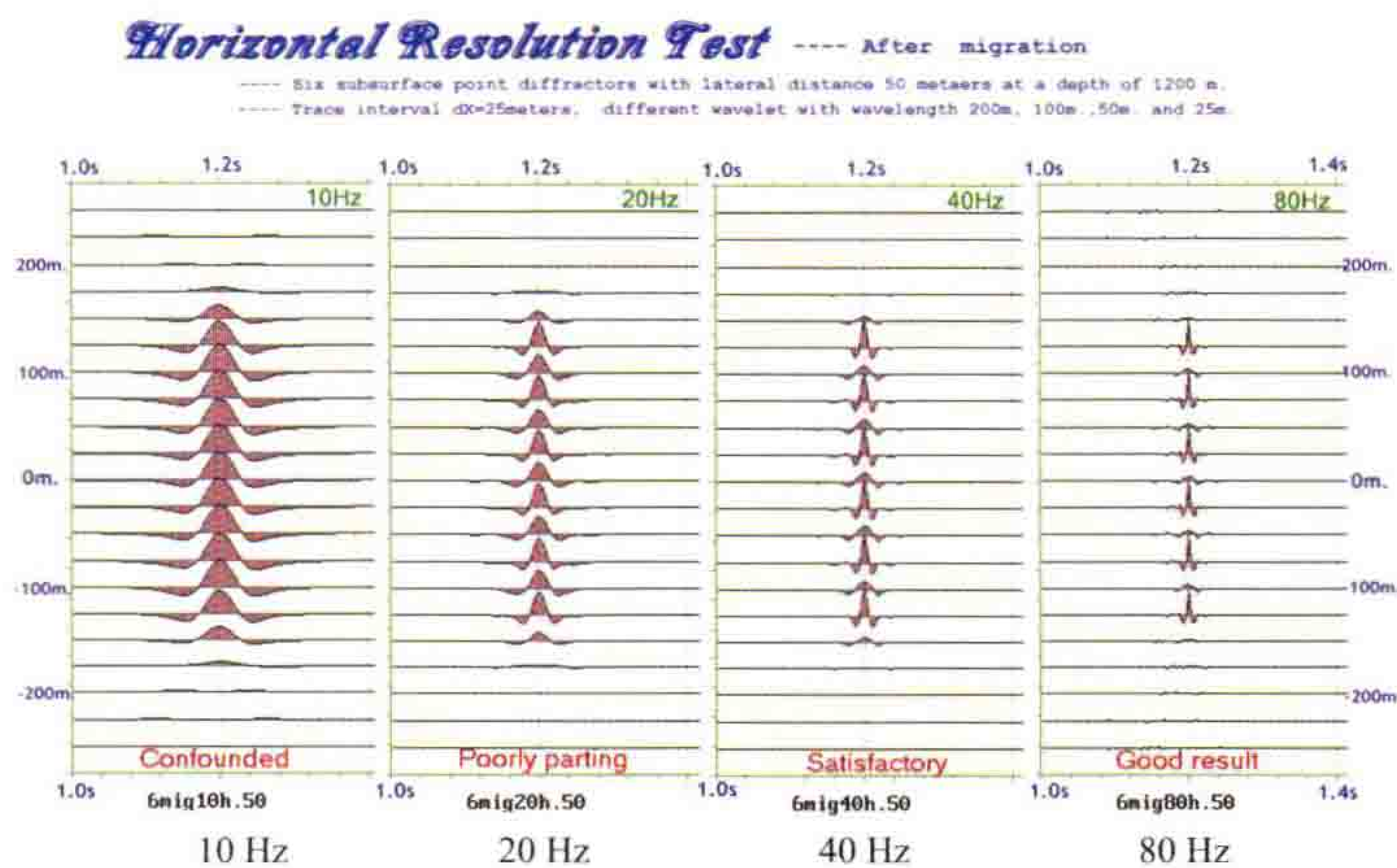


图 10 不同主频情况下偏移后的横向分辨率比较(输入道距 25 m)

图 10 是输入道距为 25 m 时在不同的主频情况下偏移后的横向分辨率比较,输出道距也为 25 m,可看出 80 Hz 为最好,而 20 Hz 及以下 6 个绕射点均不能完全分辨开了。

四、小结

上例说明采样密度加密到一定程度后,对偏移成像的改进再也没有帮助,所以高密度的定义需要重新作如下考虑:

(1) 根据菲涅尔带的大小,对中深层反射,两个菲涅尔带的直径内有 25 m 均匀的采样道,就足够准确成像。

(2) 根据噪声的强弱，信噪比差的需要更多的道(根据叠加压噪$\sqrt{N}$倍的道理)。

(3) 对面波的无假频采样不是太重要的因素，克服面波的办法有多种，FKK(锥体 FK 去噪)不见得好。

(4) 我们今天在高密度采集方面大概已经走过头了。若不信可在室内做抽稀试验。西部地区要明确主要矛盾是改进信噪比还是追求成像分辨率。

第一菲涅尔带半径的计算： $R=(V_m/2)\times SQRT(T_0/F_d)$

V_m 为平均速度，T_0 为双程反射时，F_d 为反射主频。

$V_m=2000$ m/s $F_d=40$ Hz，$T_0=1$ s. $R=158.1$ m $2R=316.2$ m

$V_m=2500$ m/s $F_d=40$ Hz，$T_0=2$ s. $R=279.5$ m $2R=559.0$ m

$V_m=3000$ m/s $F_d=40$ Hz，$T_0=3$ s. $R=410.8$ m $2R=821.6$ m

$V_m=2000$ m/s $F_d=20$ Hz，$T_0=1$ s. $R=223.6$ m $2R=447.2$ m

地层倾角不大时，准确成像需要的偏移范围为两个菲涅尔带范围左右(即 $4\times R$)上例图 9 中对 40 Hz 子波，偏移范围为 500 m(菲涅尔带 $4R$ 应为 632 m)。

当 CMP 道距 25 m(见图 9)，输入道 21 m×25 m 就获得较好的偏移成像。因此，可以推断：对于二维的情况，想达到横向分辨率为 25 m，在两个菲涅尔带偏移范围中应当包含 25 个输入道，便能获得足够好的偏移成像。

若 RL 为横向分辨率，于是合理的道距密度应是：

$D=625/RL/4R=(625/RL/V_m/2)/SQRT(T_0/F_d)$

$F_d=40$ Hz 的例子中，即 $D=39.5$ 输入道/千米，输入道距为 25.3 m，反推 $F_d=20$ Hz 的例子，13.97 输入道/千米，输入道距应为 71.6 m。实际上前面 20 Hz 图中，偏移范围用了 3 km，道距 50 m，输入道 61 个，获得地下的正确成像。

五、关于道密度问题

根据东方公司物探总监邓志文提供的资料，高密度计算公式为：

$$TD=\frac{S\times 10^6}{4\times SLI\times RLI\times (S_i/2)\times (R_i/2)}$$

式中：

TD——道密度，单位为道/平方千米(T/km^2)

S——排列片的有效面积，单位为平方米(m^2)

RLI——接收线距，单位为米(m)

SLI——沿接收线方向的炮线距，单位为米(m)

S_i——垂直接收线方向的炮间距，单位为米(m)

R_i——道间距，单位为米(m)

以下是国外文献对合理道密度的经验推荐意见(TD 单位是道/km^2)：

＜6000	不提倡
6000～18000	可以对较好信噪比资料进行构造解释
18000～25000	可以对较好信噪比资料进行岩性和调谐解释
25000～100000	随着资料信噪比的降低而增加道密度
25000～100000	随着构造复杂度的增加而增加道密度

在我国东部普遍使用的观测系统如下：

观测系统名称：12 线×12 炮×216 道 45°斜交

纵向观测系统：4300－20－40－20－4300

CMP 面元：20 m(纵)×20 m(横)

覆盖次数：72(12 纵×6 横)

接收道数：2592 道(12 线×216 道)

道间距：40 m　　接收线距：240 m
炮点距：40 m　　炮线距：360 m
最大非纵距：1540 m　　纵向最大炮检距：4300
最大炮检距：4567.5 m　　束线滚动距离：480 m

按道密度公式可算出其道密度为：$TD=164236$ 道/km^2。已经完全达到了高密度采集的标准，再增加密度已经没有太大的实际意义。

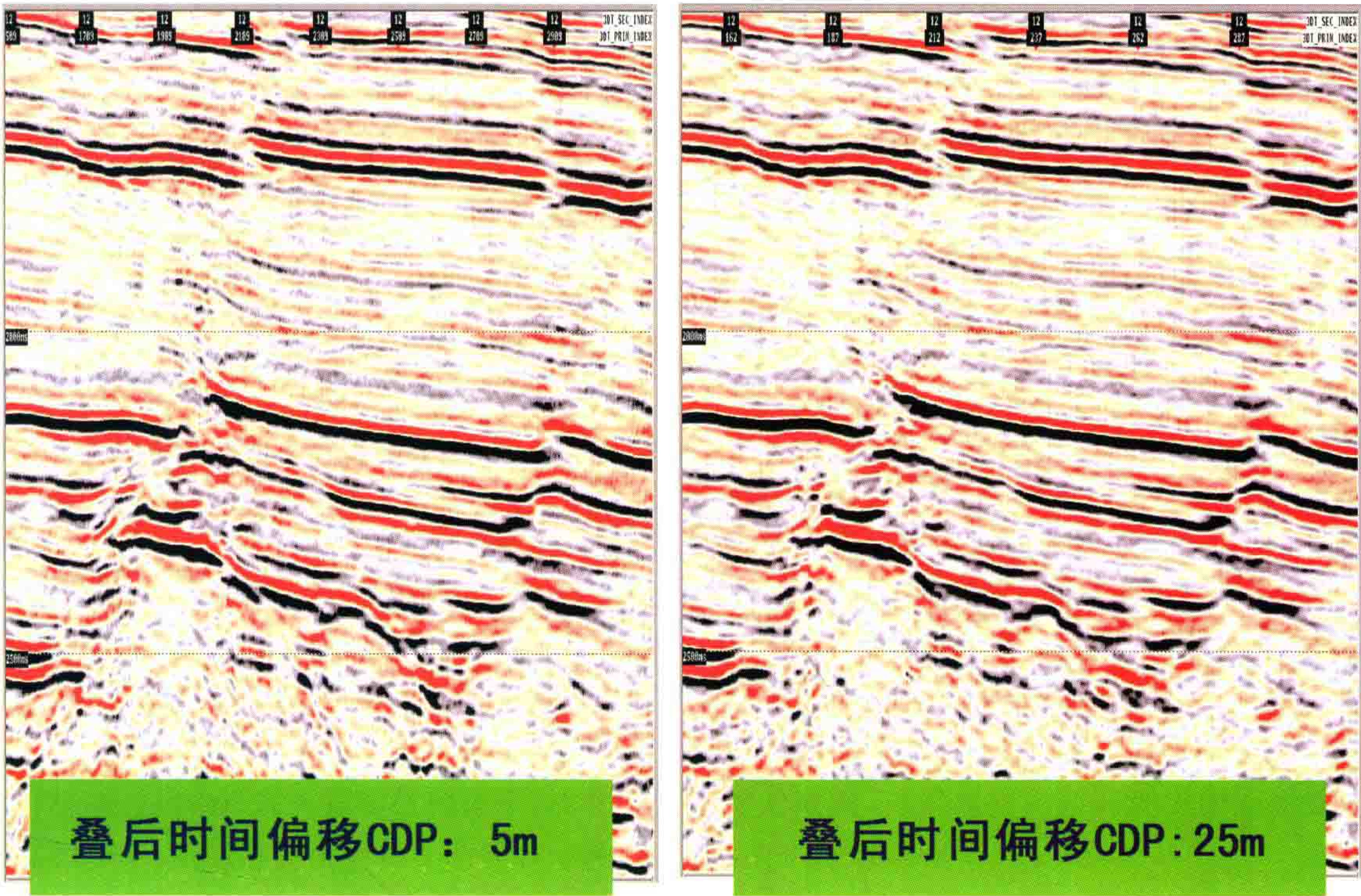


图 11　东部某地区不同道密度叠后时间偏移剖面对比

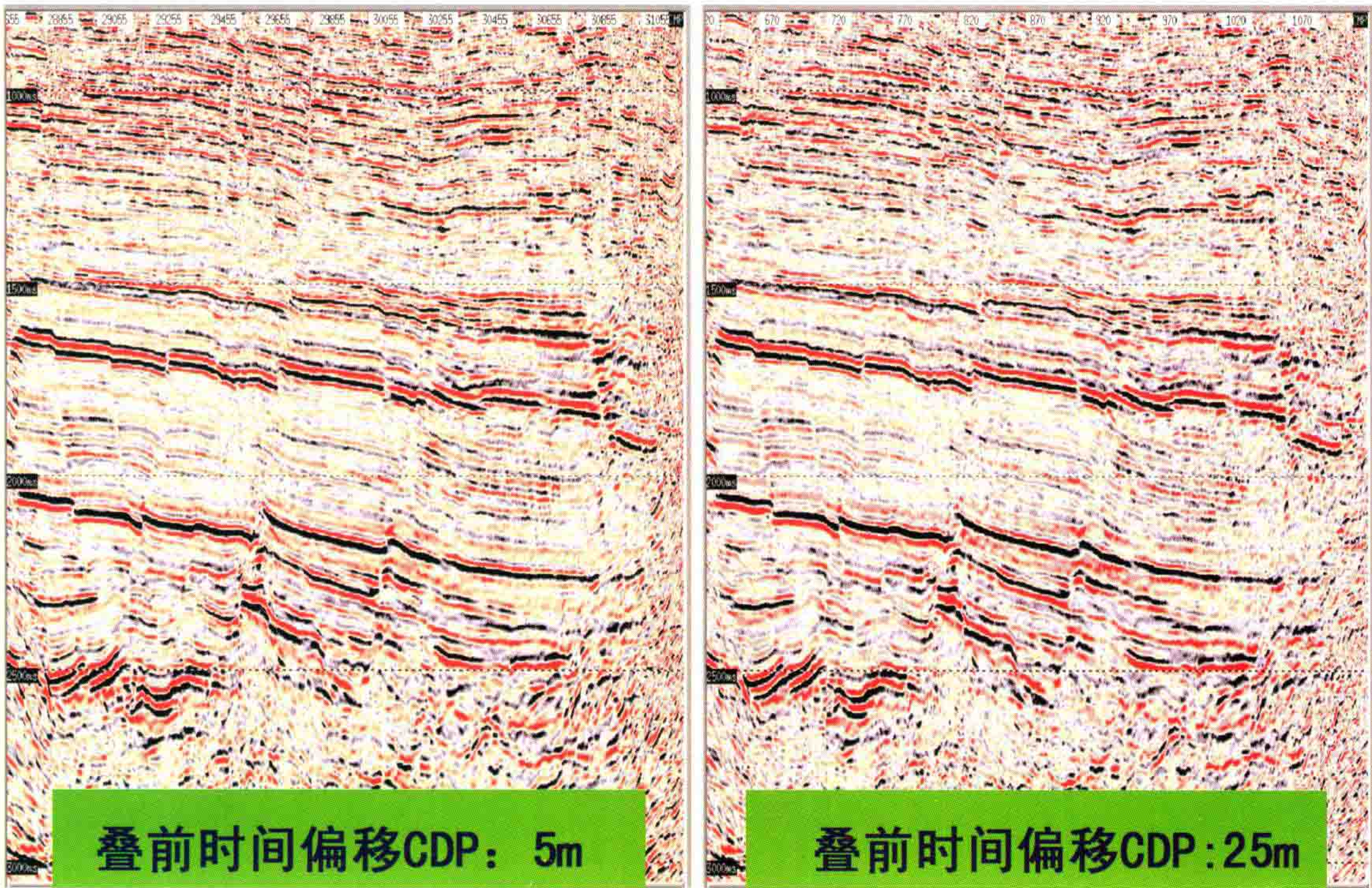


图 12　东部某地区不同道密度叠前时间偏移剖面对比

图 11 和图 12 分别是东部某地区两个不同 CDP 道距的叠后和叠前时间偏移剖面的对比实例，从实例的偏移结果图可以看出：CDP 道距 5 m 与 CDP 道距 25 m 偏移结果比较并无明显差异。实例也说明了如果我们没有进行针对目标的理性的理论分析，过高地追求高道密度采样并不都有实际意义。

因此，我们应该探索具有自己特色的高密度采集方法！

结 语

高密度采集已经被认为是近年来地震资料采集中最风行一时的“新技术”，这种思潮在国内几乎没有人质疑过。因为资料密集了，覆盖次数高了，肯定只有好处，没有坏处。唯一的坏处是如果做过头了，就浪费了工作量。我认为我们应该站在国家的立场，合理地因地制宜地掌握好高密度采集的密度，不要浪费国家的人力、物力和财力。

参考文献

[1] 李庆忠，魏继东. 高密度地震采集中组合效应对高频截止频率的影响[J]. 石油地球物理勘探，2007，42(4).

文章编号 215-3



检波器组内高差对高频信息压制的理论分析

这是我的博士生魏继东和我共同撰写的文章。文中主要申述：死板地拘谨于老的操作规程，对检波器组内高差只允许2～3 m，这样虽然是"严格按操作规程施工"了，但我们的野外资料质量将十分低劣，只能得到废品记录。

解放了思想，退一步"海阔天空"，根据实际情况制定组内合理允许高差，资料品质将得到挽救，就可以得到能用的地震资料。我相信我国西部地震困难工区将解决世界性难题，迎来地震资料品质的大提高。

本篇将通过理论计算与模型试验证明：放宽组内高差的限制，再采用横向拉开的大组合方式，可以在我国西部如沙漠、山地等极低信噪比的困难地区得到能用于构造解释的有用剖面。

按照行业标准，在一般陆上地区进行地震资料采集时，组合高差要求在±3 m以内。这种旧的操作规程并不是在所有情况下都是合理的，在我国西部很多地区过于"严格"、死板的对组内高差进行限制，可能恰恰是造成地震采集资料品质难以获得突破的重要原因。我们将证明：在沙漠、山地等地区，如果组内相对高差达到±15 m，绝对高差达到30 m，并不会对10～20 Hz的有效波造成大的损害；相反，在允许大的组内高差的同时，将检波器组合进行横向拉开，就会有效地压制干扰波，特别是次生干扰波，大大提高信噪比，也因而可以在基本不能获得资料的地区得到能用于构造解释的有用剖面。

我的博士生魏继东做了如下的论证：

一般在考虑组合效应时，大家经常进行的两种可能选择。一是以保护有效波为主。基于这样的考虑得出的结论是：组合组内高差要尽量小。二是以压制干扰波为主，这样得出的结论就是：要拉开尽量大的距离进行组合。我们认为这两种考虑都具有片面性，不能强调一方面就轻视另一方面。比较合理的选择就是：按照信噪比与分辨率高低来综合考虑组合效应。

魏继东举出如下一个例子：如图1，在一个低速带速度V_0=500 m/s、降速带速度V_1=1000 m/s、坡度为15°的斜坡上，我们采用A、B两种组合方式来接收地震波。其中A方式(A1－A2)组合基距LA=23 m，组合相对高差为±3 m，组合绝对高差为6 m；而B方式(B1－B2)组合基距LB=115 m，组合相对高差为±15 m，组合绝对高差为30 m。现在我们理论分析一下：高差6 m与高差30 m的这两种组合方式，哪种组合方式获得的资料信噪比高？

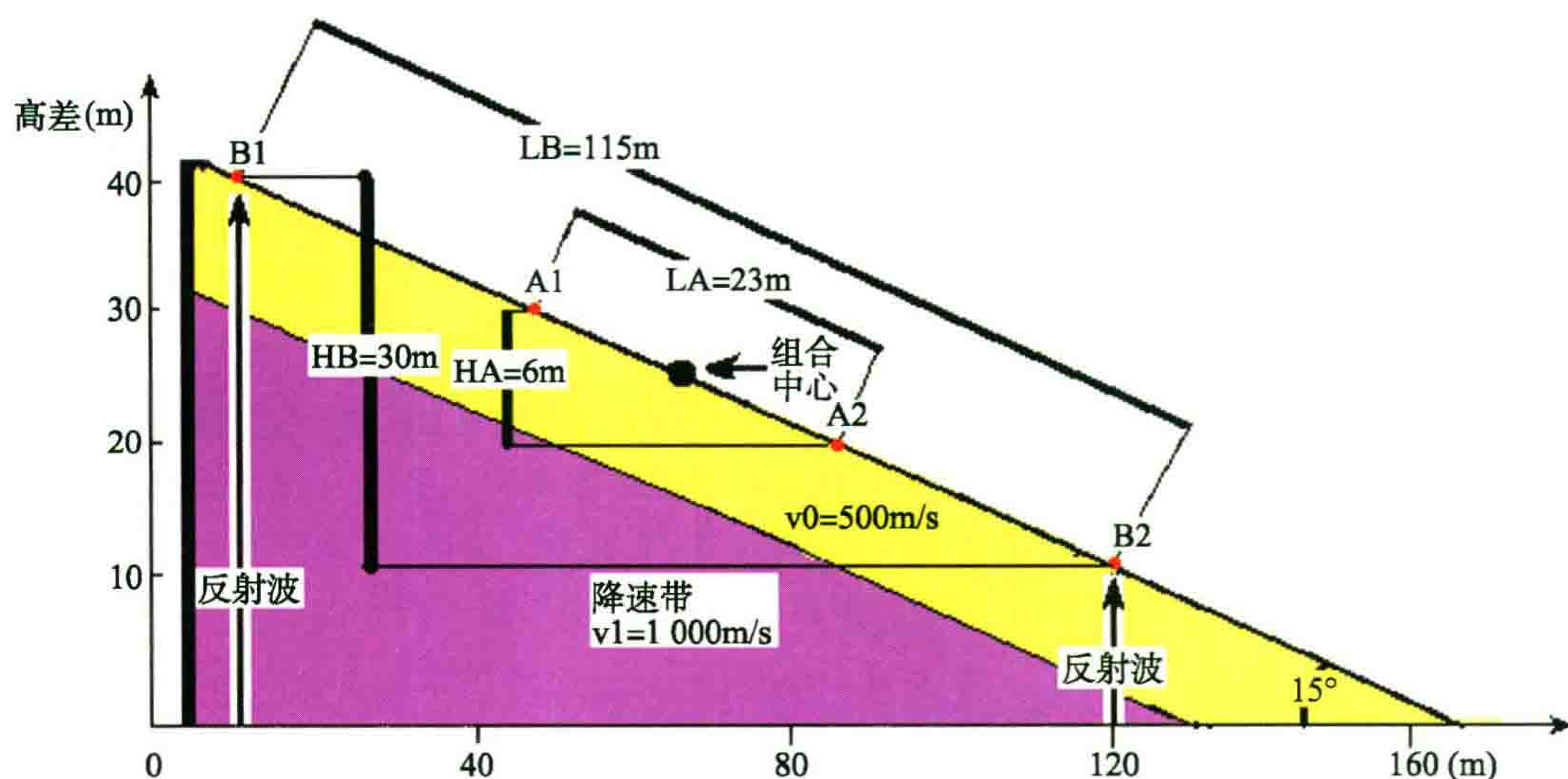


图 1 倾角为 15°的斜坡上两种组合方式示意图

我们用 36 个检波器进行线性组合，对于小高差时的 A 组合，组内距为 0.657 m，大高差时的 B 组合，组内距为 3.29 m。现在我们对主频分别为 20 Hz、40 Hz 时，A、B 两种组合方式对有效波和干扰波的衰减量进行具体的计算。

引入一个指标公式：

$$SNRR(\lambda_a)=\frac{S\Phi_B/N\Phi_B}{S\Phi_A/N\Phi_A}$$

SNRR 就是大高差、大基距 B 型组合后的相对信噪比与小高差、小基距 A 型组合后的相对信噪比的比例系数。SNRR 反映了两种组合形式突出有效波的能力的对比。如果 SNRR>1，就说明大高差、大基距的组合(组合 B)比小高差、小基距的组合(组合 A)更有利于提高信噪比。

先计算高差对有效波的压制分量 $S\Phi$，有公式：

$$S\Phi(f)=\frac{\sin(n\pi\Delta t f)}{n\ \sin(n\pi\Delta t f)}$$

经过计算，对于 20 Hz 有效波，小高差、小基距时 $S\Phi_A(20)=0.975$，大高差、大基距时 $S\Phi_B(20)=0.481$；而对于 40Hz 有效波，小高差、小基距时 $S\Phi_A(40)=0.903$，大高差、大基距时 $S\Phi_B(40)=0.173$。

为了计算高差对干扰波的压制分量 $N\Phi$，把公式略加变化：

$$N\Phi(\lambda_a)=\frac{\sin\left(n\pi\dfrac{\Delta x}{\lambda_a}\right)}{n\ \sin\left(\pi\dfrac{\Delta x}{\lambda_a}\right)}$$

因为小高差时组内距为 0.657 m，大高差时组内距为 3.29 m，而 20 Hz 时，已知 $S\Phi_B(20)/S\Phi_A(20)=0.493$。于是可以得到 SNRR 与视波长之间的关系：

$$SNRR(\lambda_a)=\frac{S\Phi_B}{N\Phi_B}\Big/\frac{S\Phi_A}{N\Phi_A}=\frac{S\Phi_B}{S\Phi_A}\times\frac{N\Phi_A}{N\Phi_B}=0.493\times\frac{\sin\left(36\times\pi\times\dfrac{0.657}{\lambda_a}\right)}{36\times\sin\left(\pi\dfrac{0.67}{\lambda_a}\right)}\Big/\frac{\sin\left(36\times\pi\times\dfrac{3.29}{\lambda_a}\right)}{36\times\sin\left(\pi\dfrac{3.29}{\lambda_a}\right)}$$

根据上式绘出图 2：

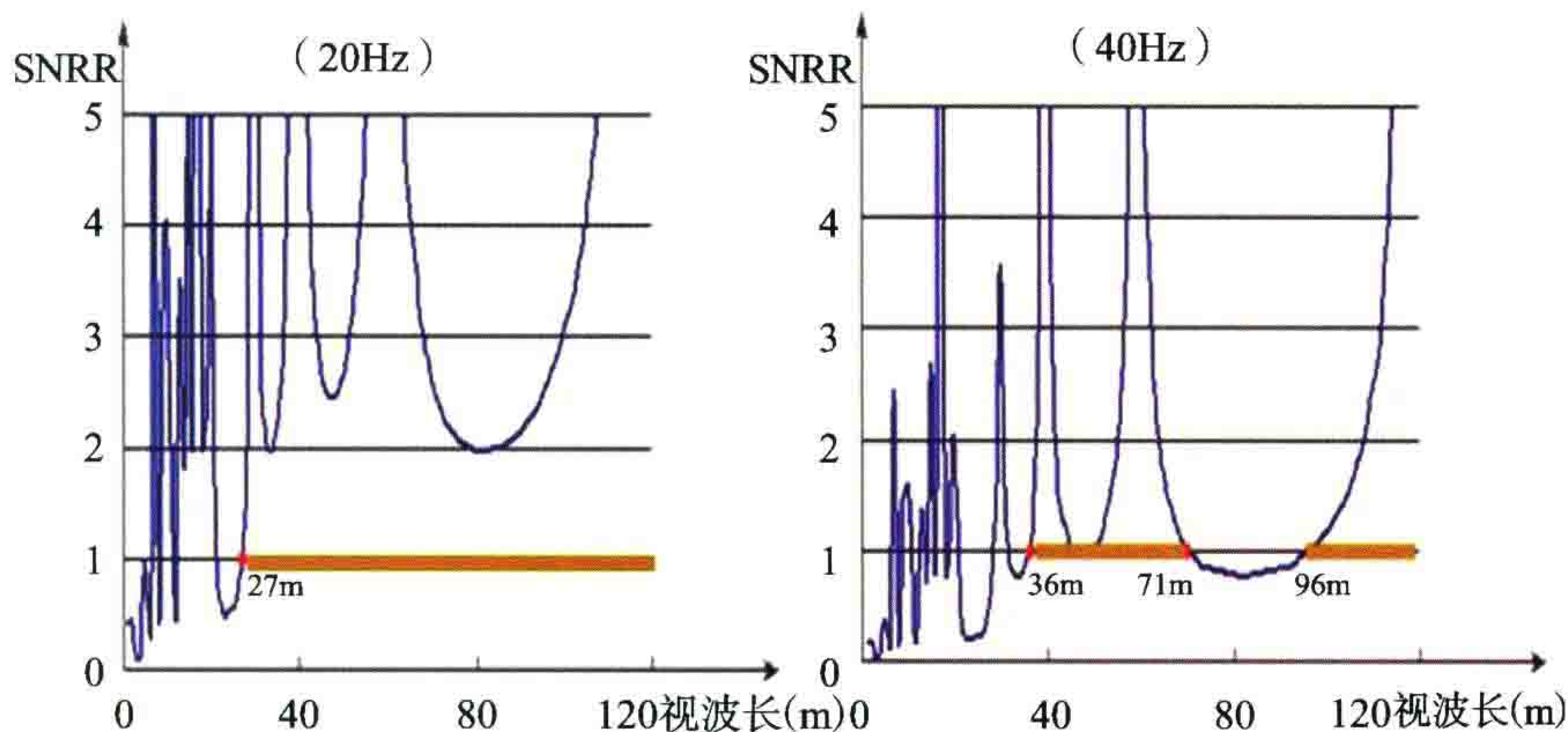


图 2　A、B两种组合方式对信噪比改善程度的比较

由图 2 可见：如果干扰波的视波长超过 27 m，SNRR>1。大高差、大基距较小高差、小基距更有利于提高 20 Hz 有效波的信噪比；如果干扰波的视波长超过 36 m，大高差、大基距对于 40 Hz 有效波信噪比的提高也是非常有益的。

所以，在某些地表非常复杂的困难地区，如果只是看有效波衰减后的振幅，毫无疑问应该采用小高差、小基距而不是大高差、大基距。但是，如果从提高低频 20 Hz 甚至 40 Hz 有效波信噪比的角度出发，就会选择大高差、大基距而不是小高差、小基距。

现在我们通过理论计算来分析一下组合高差±15 m 的道集及水平叠加试验。假设在水平层状介质情况下，采用每道 36 个检波器组合，组合高差在±15 m 内(由计算机随机产生)，降速带速度为 1000 m/s，采用 30 次覆盖。

(1) 首先由计算机随机产生高差幅度为±15 m 的 36 个检波点、共计 30 道的相对高程 dH(图 3)。

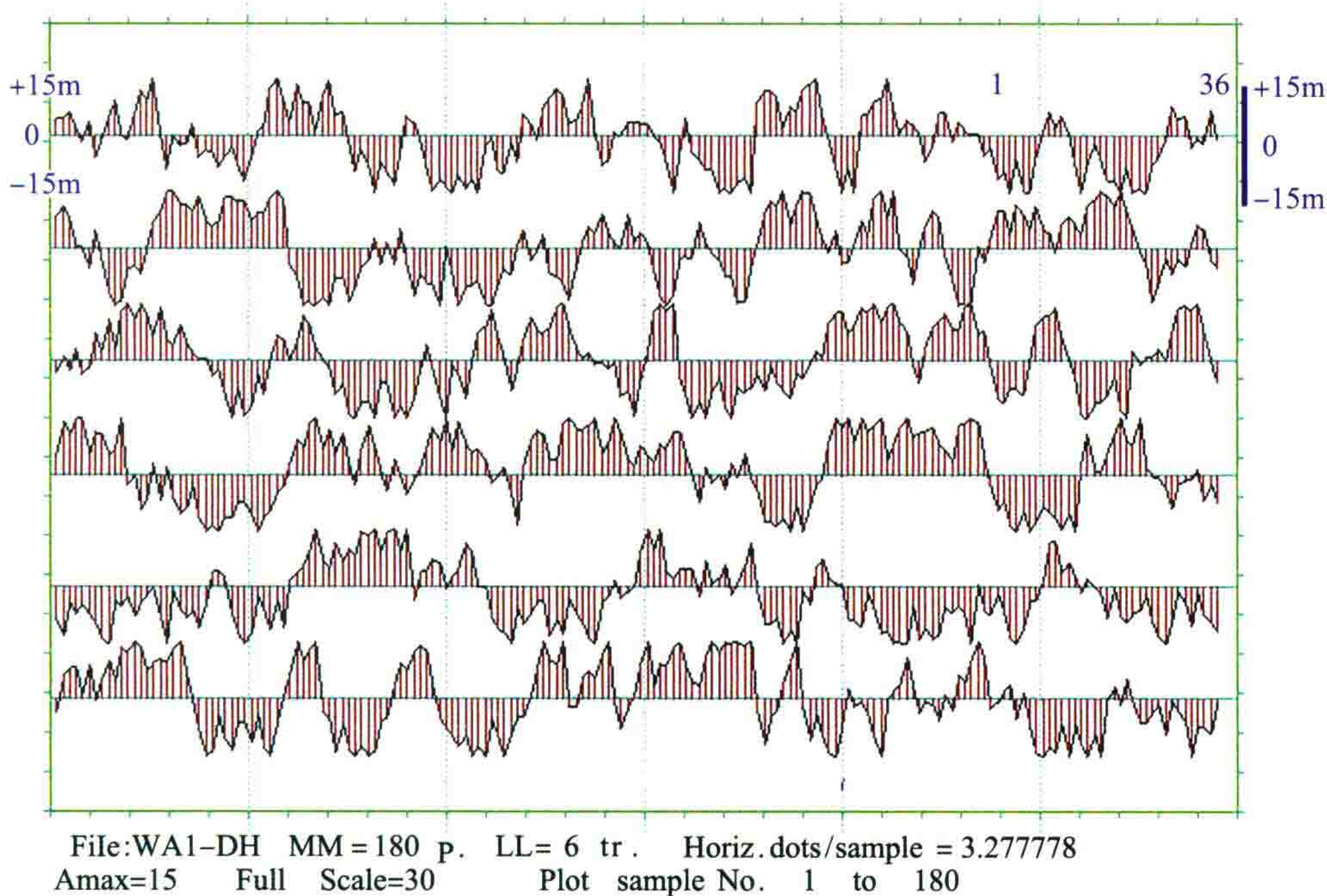


图 3　由计算机随机产生的高差为±15 m 内的 36 个检波点、30 道的相对高程 dH

(2) 然后根据相对高差 dH 计算每个检波器的反射波到达时差 dT(图 4)。

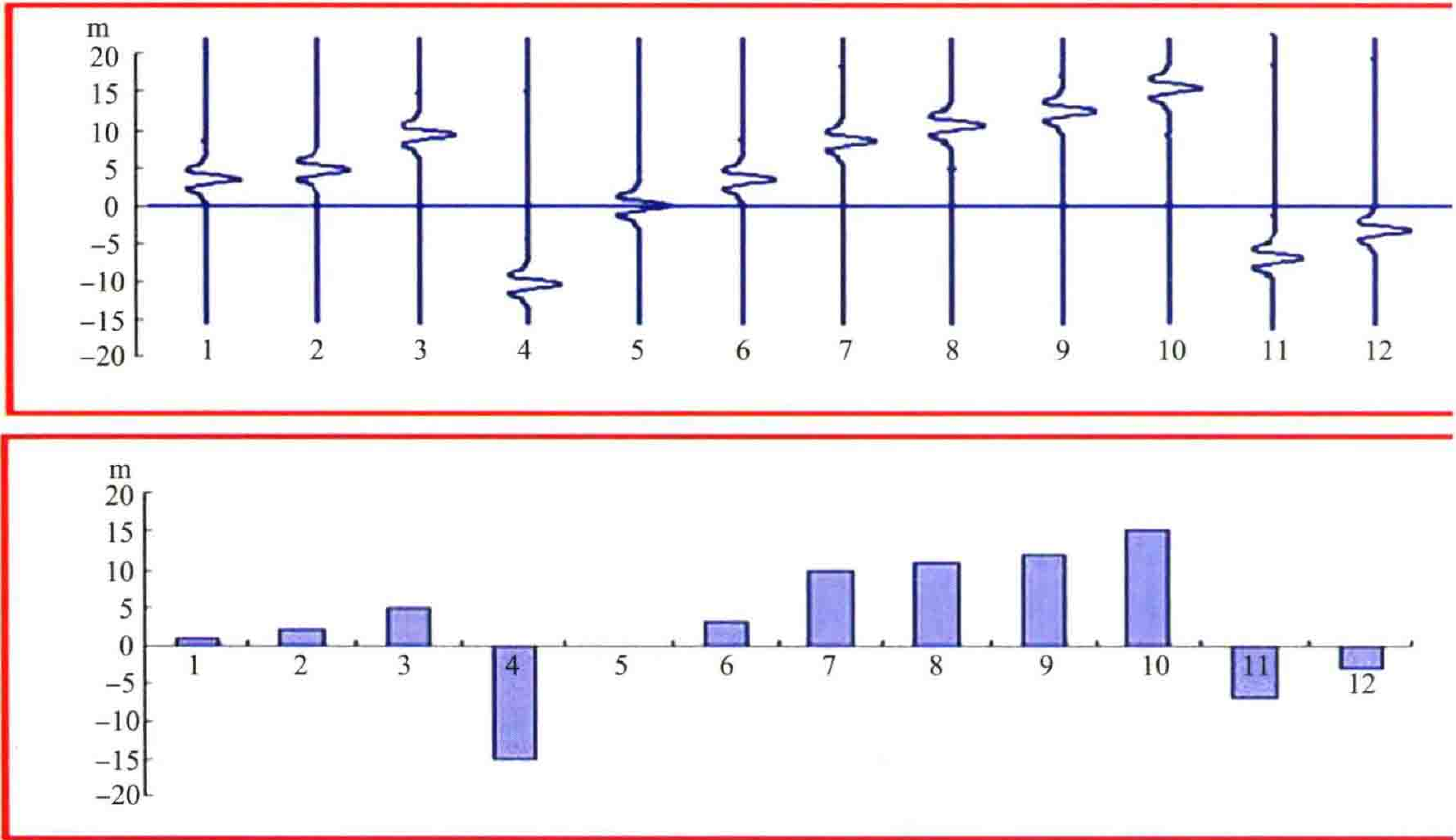


图 4 根据相对高差 dH 计算出每个检波器的反射波到达时差 dT

再根据不同检波器之间的时差计算组合后子波,设降速带速度为 1000 m/s,图 5 表示了以某一道为例计算出的组合后的子波情况,从图中可看出由于时差的影响,组合后的子波明显比原始子波有差异,有畸变现象,组合后的子波振幅明显变小,且还有可能出现波峰的前后时间错动现象。畸变子波的振幅变小我们不必担心,因为它引起整道振幅的变弱,完全可以用"地表一致性振幅补偿"加以解决。用"地表一致性反褶积"还可以纠正相位的差别。畸变子波的波峰时间的前后错动也会使整道波形上下错动,它们的作用相当于静校正量的变化,只要不超过半周期,在自动静校正过程中也是可以加以纠正的。

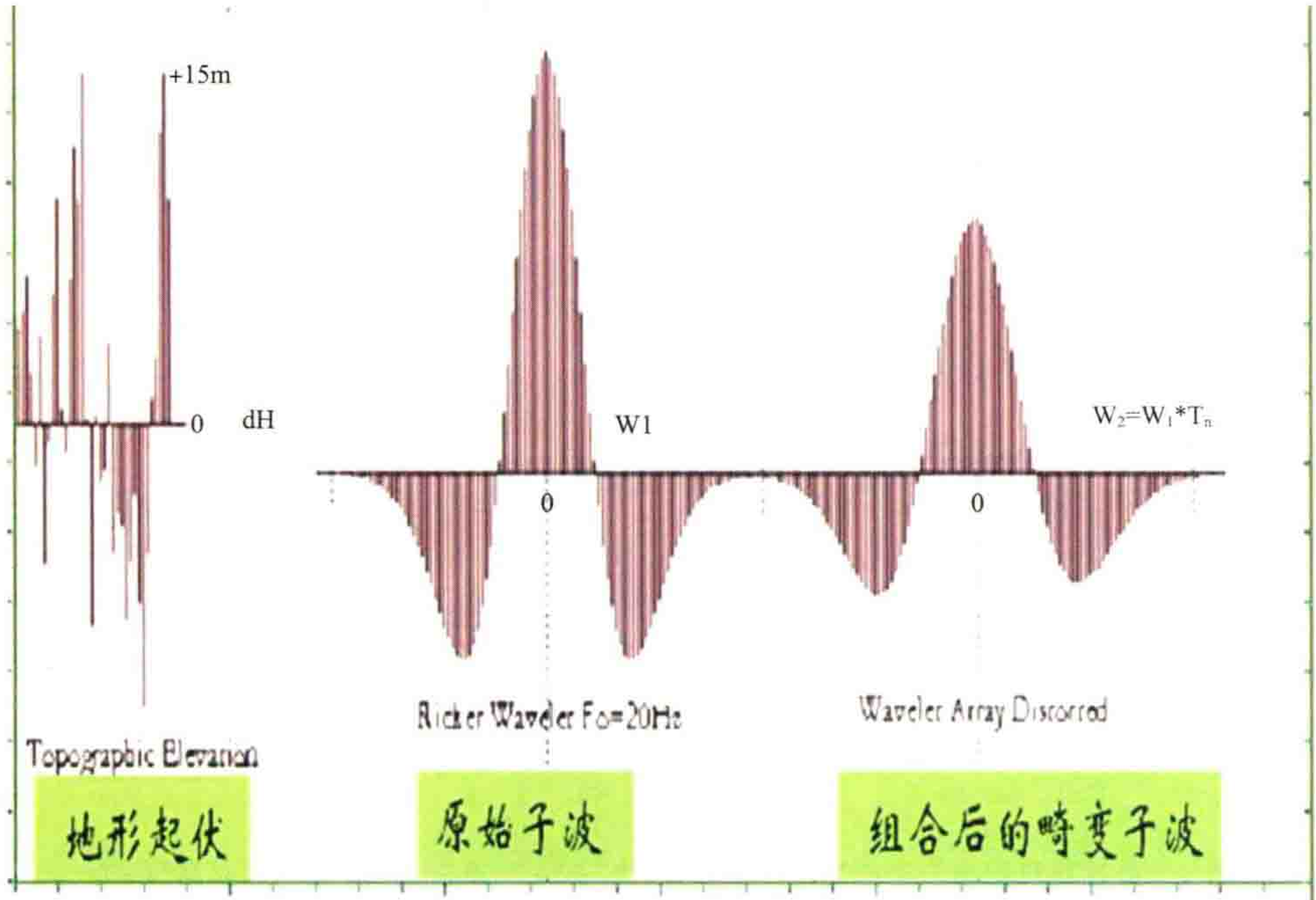


图 5 某一道地形起伏情况、原始子波及计算出的组合后的子波

(3) 采用雷克子波做合成地震道(图 6)。

(4) 把合成地震道根据每道 36 个检波器对应的不同时差进行前后错动后相加,就产生了一个组合后的地震道;重复以上过程,随机模拟 30 次,就得到 30 个地震道(图 7、图 8)。因为地下为水平层状介质,这 30 个地震道就可以集合成一个动校后的共反射点 CMP 道集。

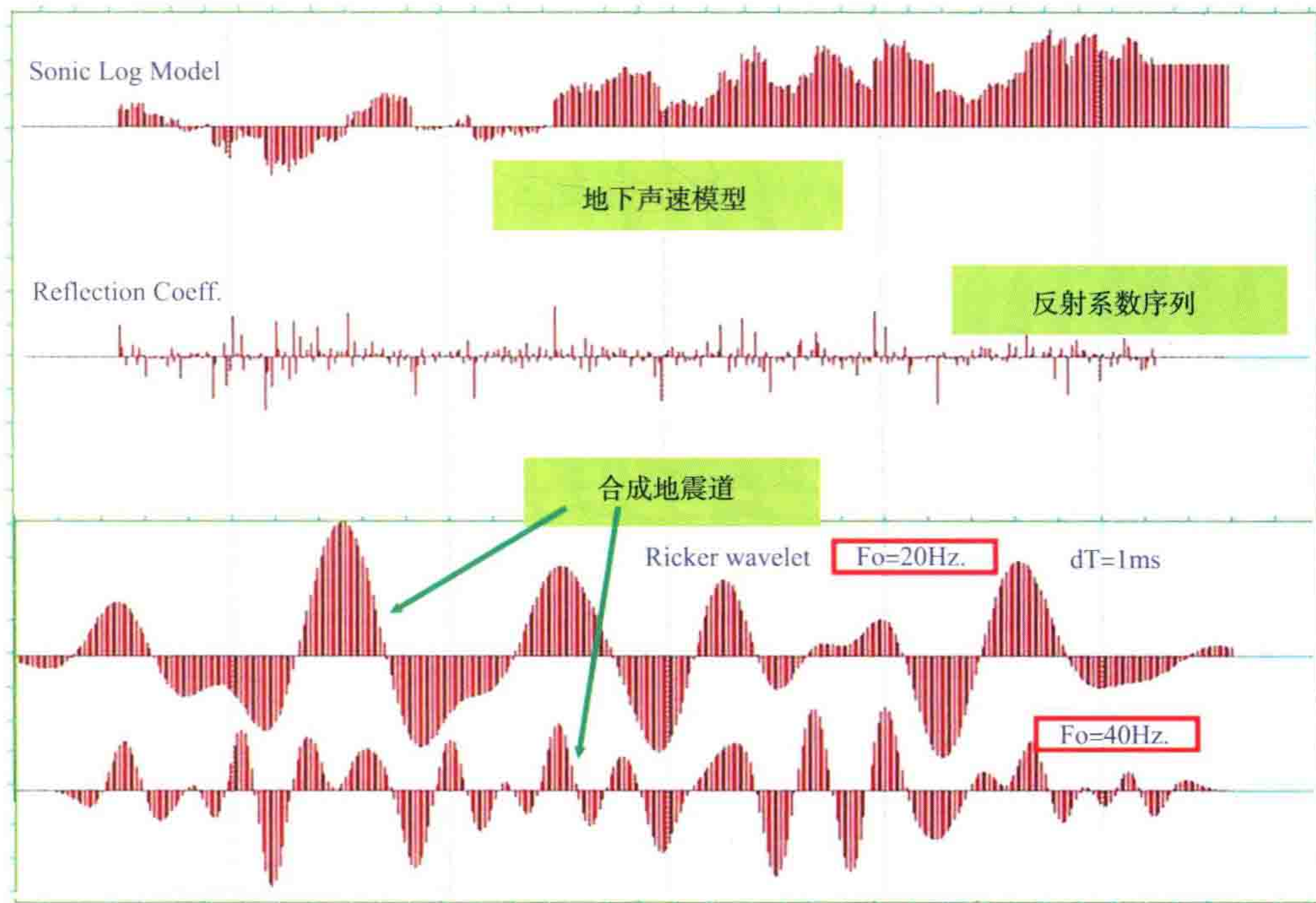
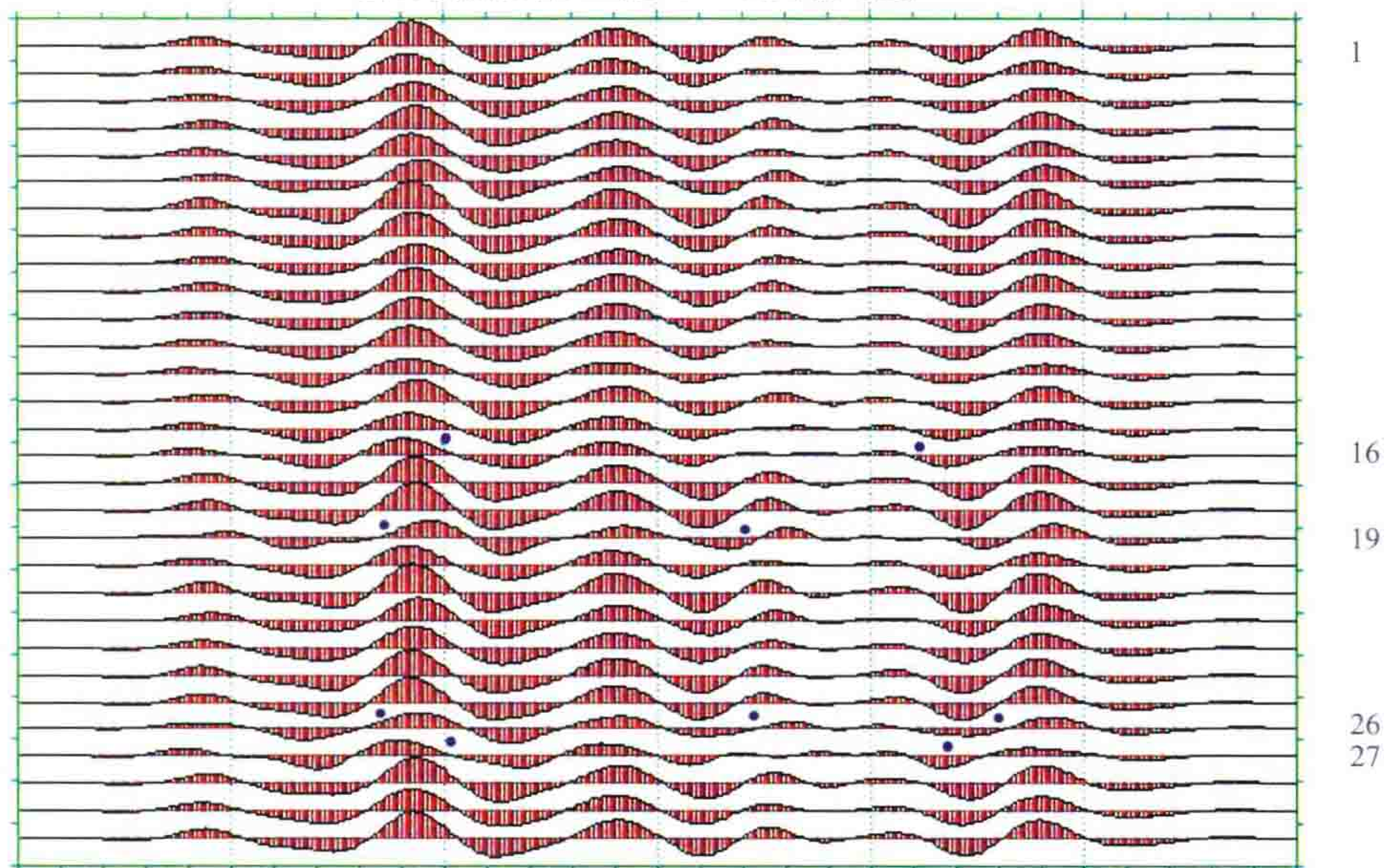


图 6 分别用主频为 20 Hz 和 40 Hz 的雷克子波合成地震记录

30个地震道集合成一个共反射点CMP道集。
地震子波waric.111 主频20 Hz，采样率dT=1ms.



File : w11-cmp MM= 400 p. 由此可见组合高差 ±15 m的道集并没有压制有效反射波。
Amax= 2.109673 Full Scale= 2 对于20 Hz主频的反射波，其CMP道集波形畸变不大。

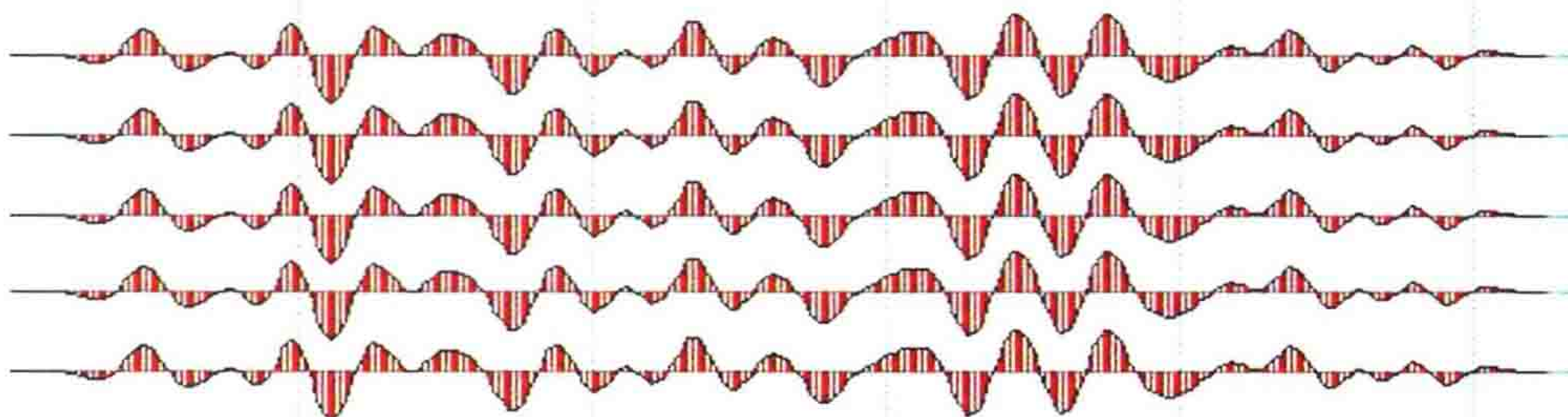


图 7 20 Hz 雷克子波地震道经不同组合影响后合成的 CMP 道集及其与没有组合影响的记录对比

图 7 上部分图是用 20 Hz 雷克子波合成的地震记录经不同组合影响后输出结果形成的道集，该道集相当于 CMP 道集，下部分为没有组合影响的理想道集，上下对比可以看出，对于以 20 Hz 为主频的反射波来说，这种组合高差为±15 m 的组合效应对波形影响不大，是可以清晰地识别出反射波同相轴的。

但从图 8 可看出，当地震子波主频达到 40 Hz 时，这种组合时差造成的影响就很大了，就很难再清晰地识别出反射波同相轴位置。

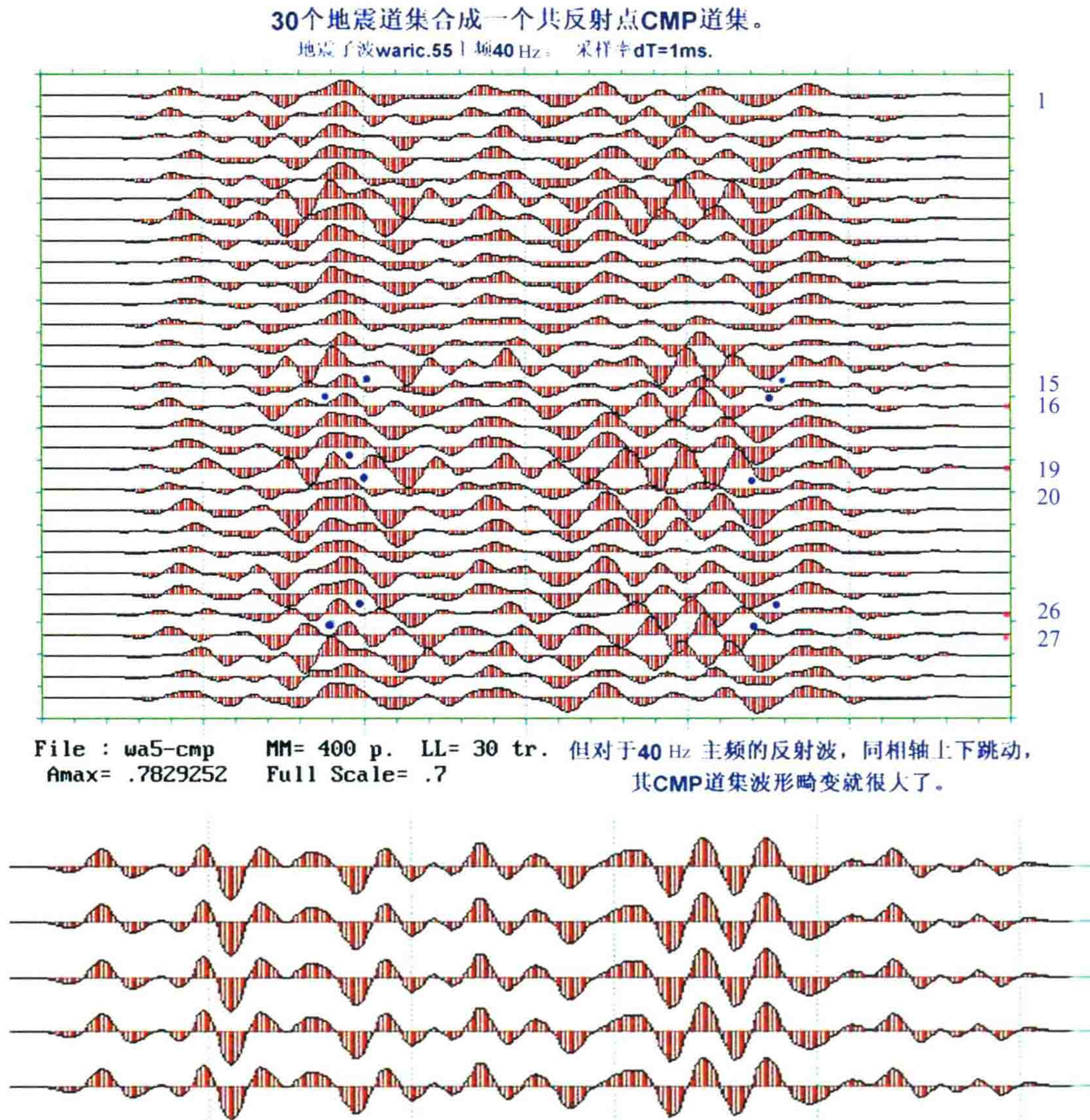


图 8 40 Hz 雷克子波地震道经不同组合影响后合成的 CMP 道集及其与没有组合影响的记录对比

(5) 在假设动、静校正完全准确的前提下，把每个 CMP 中的 30 道组合后的波形相加，就输出一个叠加道；重复以上过程 20 次，就可以模拟产生一条 20 道的水平叠加剖面。

图 9 和 10 分别表示了主频为 20 Hz 和 40 Hz 的子波按上述方法模拟产生的水平叠加剖面。从图中可看出主频 20 Hz 子波的水平叠加剖面与理想结果吻合很好，就是主频为 40 Hz 子波的水平叠加剖面也基本能够反映出地下的构造情况。

从而不难得出结论：±15 m 组内地形高差(相对高差 30 m)，它并不妨碍低频(20 Hz)有效波的叠加成像。这是为什么呢？其根本原因是 20 Hz 有效波的视周期为 50 ms，而±15 m 组内地形高差引起的时差只不过是±15 ms，还未超过半周期。

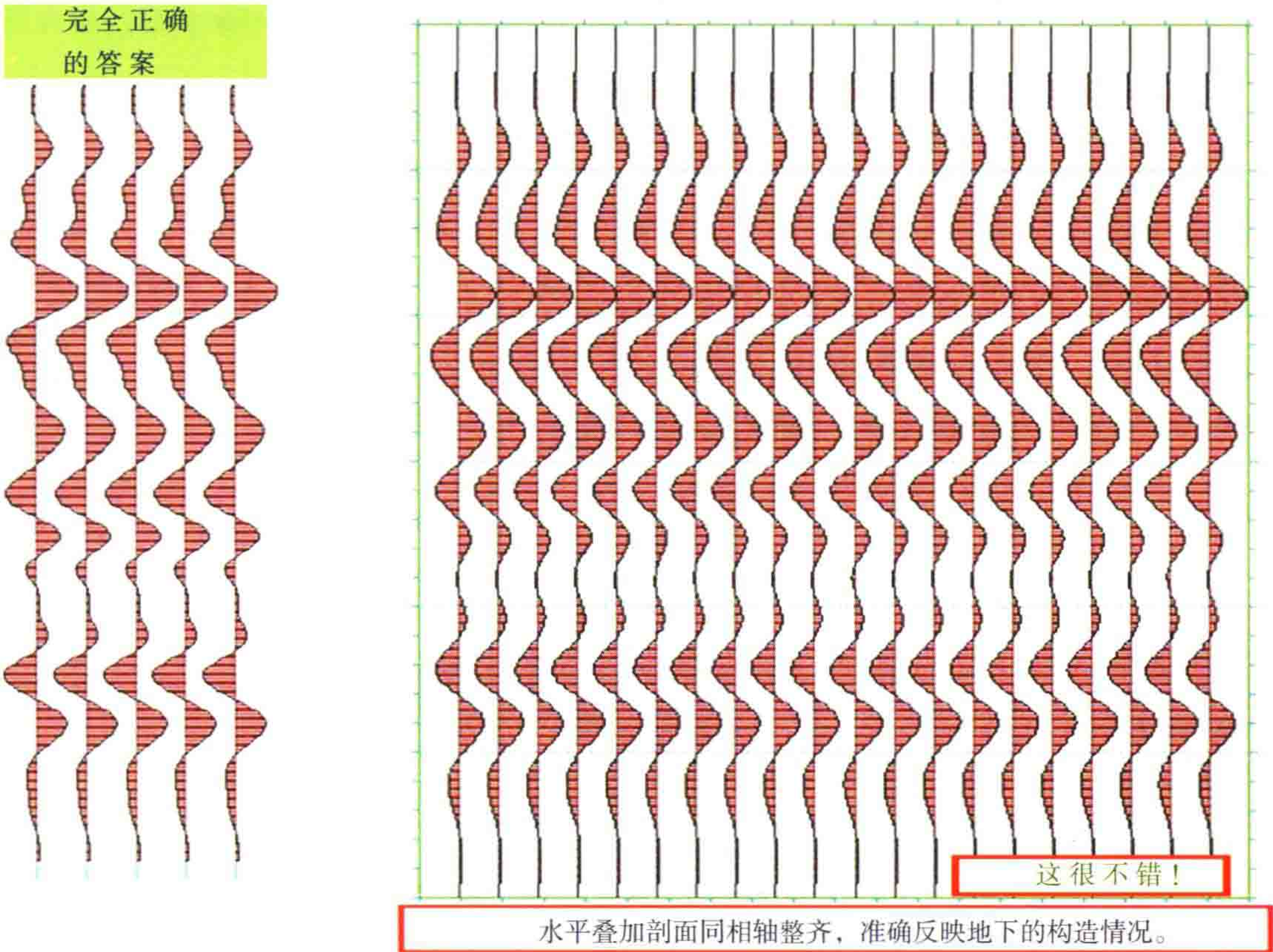


图 9　主频为 20 Hz 子波水平叠加后的地震剖面

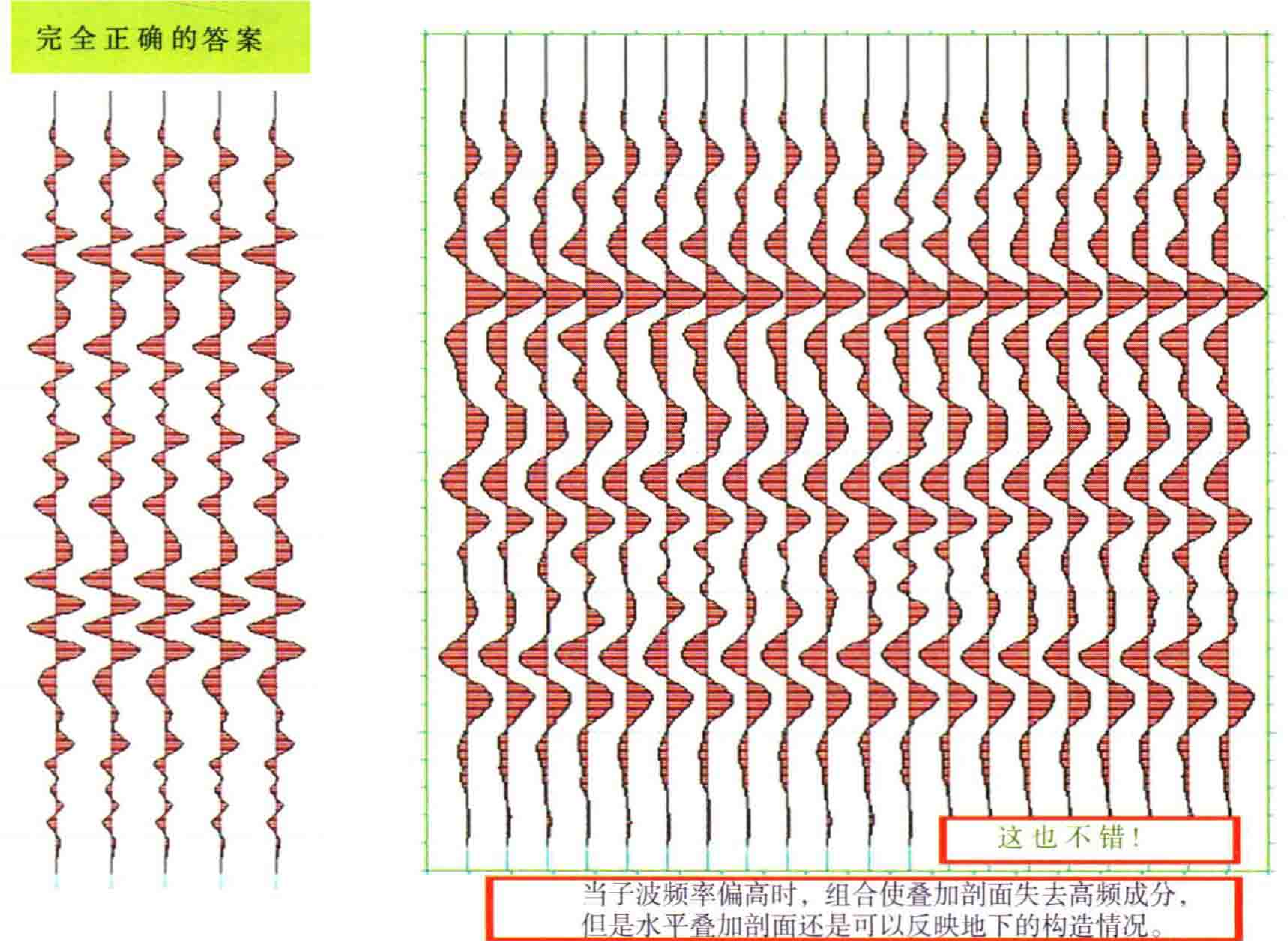


图 10　主频为 40 Hz 子波水平叠加后的地震剖面

那么在实际生产中采用什么公式计算组内高差允许值呢？根据国家发改委 2004 年 7 月 3 日发布的《中华人民共和国石油天然气行业标准(SY/T5314—2004)—地震资料采集技术规程》规定，组内最大高差允许值按以下公式确定：

$$\Delta h = V_0/(4f_{\text{dom}})$$

其中 V_0 为近地表地层的速度，f_{dom} 为最浅目的层反射波的主频。按此公式我们看下例：若近地表地层的速度 V_0 取 300 m/s，最浅目的层反射波的主频 f_{dom} 取 60 Hz，这样组内最大高差允许值：

$$\Delta h = 300/(4\times 60) = 1.25(\text{m})$$

从这个例子不难看出，如果在沙漠与山地表层疏松的地表段采用以上计算方法，组合高差允许范围很小，也就是只能用较小的组合基距和组内距施工。

就此公式我们分析以下两个问题：一是究竟公式中采用哪种速度值才更加符合实际？二是组内时差是应该小于 1/2 个还是 1/4 个视周期？

(1) 速度值采用 V_1 还是 V_0？

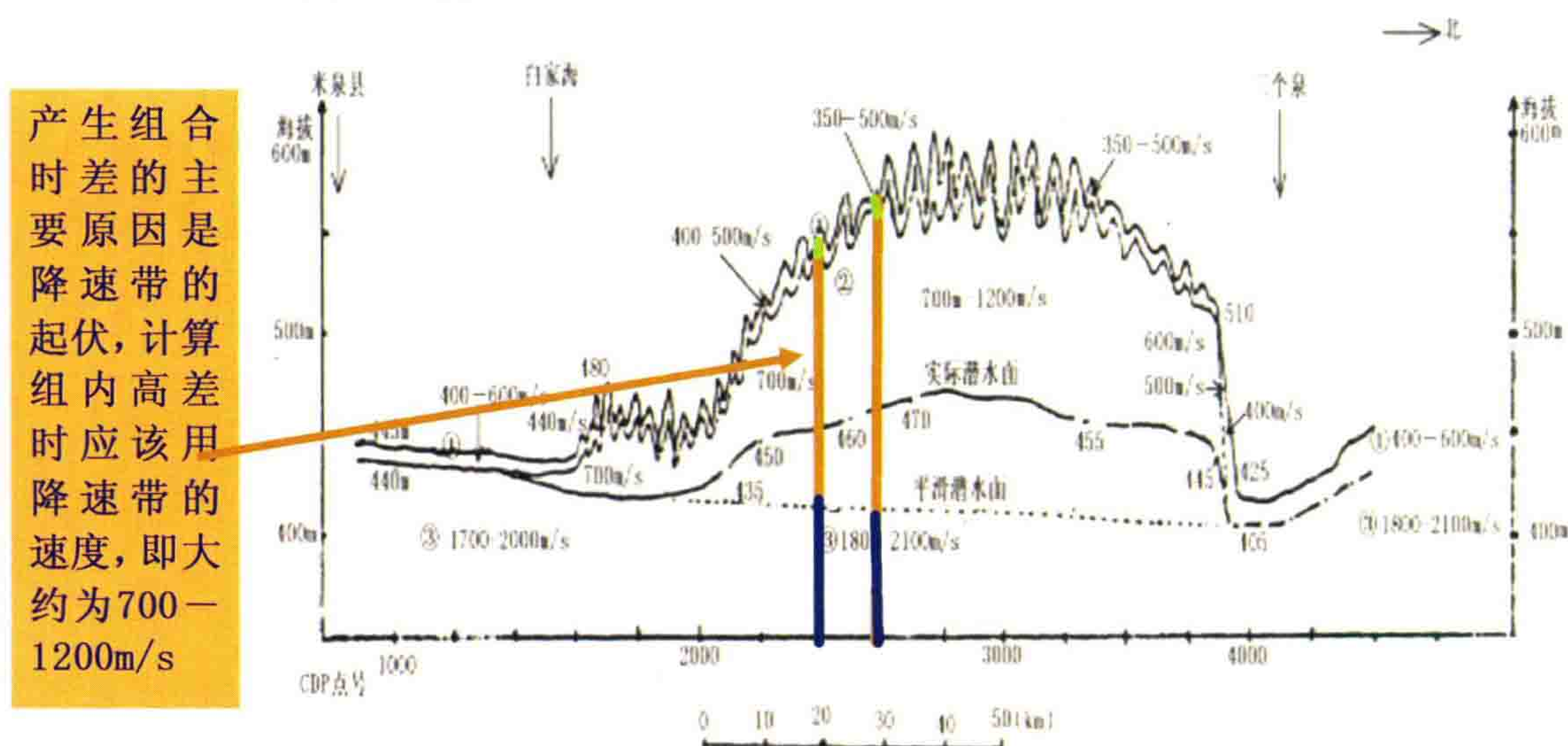


图 11　准噶尔盆地某测线低降速带示意图

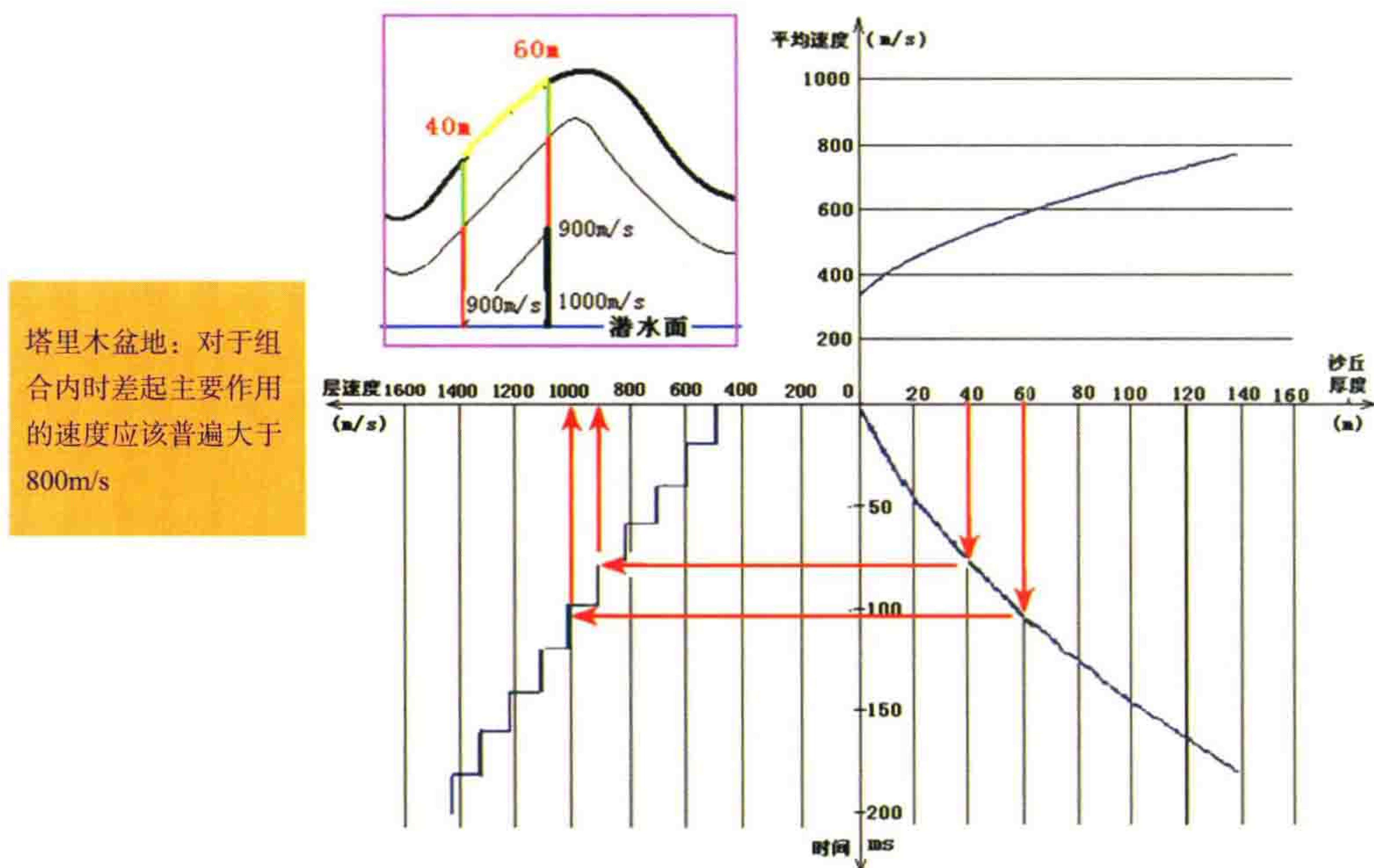


图 12　新疆塔里木盆地沙丘曲线示意图

图 11 是准噶尔盆地某条测线的低降速带示意图。从示意图可看出低速带基本是表层一很薄的层，厚度变化并不大，因此不难得出：产生组合时差的主要原因是降速带的起伏，计算组内高差时应该用降速带的速度，即大约为 700～1200 m/s。

图 12 是新疆塔里木盆地的沙丘曲线示意图。从图中不难看出，对组内时差起主要作用的应该是潜水面以上的黑线段，此段的速度值已经明显大于 800 m/s。

两图例表明，在低速带基本等厚的地区计算组内高差时，采用的速度值应该是降速带的速度值 V_1，而不是低速带的速度值 V_0。在塔里木盆地沙漠地区，对于组合内时差起主要作用的速度应该普遍大于 800 m/s 的速度，所以组内高差允许值很多地方应该采用 800 m/s 的速度进行计算。在山地地区，由于基岩出露的山地低速带普遍比较薄，出露基岩的层速度多大于 2000 m/s，有些甚至达到 6000 m/s(前中生代的碳酸盐岩地层及岩浆岩、火山岩或变质岩等岩体)，所以组内高差允许值至少应该采用 2000 m/s 的速度进行计算。

结论：在计算组内高差时，不能简单地用低速带的速度 V_0 进行计算，大多数情况下实际起作用的表层速度是降速带的速度，一般大于 800 m/s，岩石出露区可以达到 2000～6000 m/s。

(2) 组内时差应该小于 1/2 还是 1/4 个视周期?

在很多目的层主频不是很高、地层吸收强烈、次生干扰波非常强烈的复杂地表地区，“只要组合时差没有超过视周期的 1/2”，有效波就不会被抵消完。这时尽管有效波被衰减的程度会稍大一些，但如果干扰波被压制的程度更大，那么我们从提高信噪比的目标来衡量就是值得的，就可以得到信噪比较高的低频资料。

在没有信噪比保证的工区过分地强调保护高频反射波没有实际意义。

所以，在某些地表非常复杂的困难工区，今后的规程应该改为采用降速带的速度 V_1 以及组内时差不超过半个视周期来计算组内允许高差。其计算结果可以相差 6 倍甚至更多。

另外，应该从统计意义上认识组内高差对高频信息的衰减作用，允许在施工中个别道时差超限；只要在施工的过程中工区中绝大部分地震道高差不超限，同时剔除废道后，总的覆盖次数没有显著降低，那么，得到的资料就是可用的。同时，处理过程中的多次覆盖、水平叠加还可以纠正个别道上的波形失真。

在大沙漠及山地野外施工中，如果死板地抠旧操作规程，不解放思想，不敢使用大的组合高差，其结果只能是得到废品记录，劳民伤财！思想解放了，敢于拉开组合基距，允许±15 m 的组合高差，虽然牺牲了一定的分辨率，却获得了可用于构造解释的成果剖面。

目前，经过沟通与交流，总公司有关技术管理部分已经原则上同意对于组内高差的限制将不再在技术规程中加以具体规定，由各施工单位在技术设计中根据工区情况论证后制定执行。这就给根据不同地区的实际情况确定高差允许值提供了管理上的保证，希望这能够为提高复杂地表地区勘探资料的信噪比提供一点帮助。

结 语

死板地拘谨于老的操作规程，对检波器组内高差只允许 2～3 m，这样虽然是“严格按操作规程施工”了，我们的野外资料质量将十分低劣，只能得到废品记录。

解放了思想，退一步“海阔天空”，根据实际情况制定组内合理允许高差，资料品质将得到挽救，就可以得到能用的地震资料。我相信我国西部地震困难工区将解决世界性难题，迎来地震资料品质的大提高。

参考文献

[1] 魏继东、李庆忠. 检波器组内高差对高频信息压制的理论分析[J]. 石油地球物理勘探，2007，42(5).

文章编号 215-4

论检波器横向拉开组合的重要性



本文主要论述了改进西部山区地震资料质量的重要措施——宽线横向大组合。

我国西部干旱山地存在严重的“次生干扰波”，地震勘探的资料品质长期处于不过关的状态。从 1999 年以来，我一直呼吁要把检波器垂直大线方向拉开 150 m，组内高差应该允许±15 m。希望大家解放思想：努力实施横向拉开组合，并放宽组内高差，争取早日攻克世界级难关，使青海“英雄岭”等地获得可用的地震记录。

本文发表在 2008 年《石油地球物理勘探》第 4 期上，作者李庆忠、魏继东。

一、改进西部山区地震资料质量的重要措施——宽线横向大组合

我国西部干旱山地存在严重的“次生干扰波”，地震勘探的资料品质长期处于不过关的状态。从 1999 年以来，本人一直呼吁要把检波器垂直大线方向拉开 150 m，组内高差应该允许±15 m。希望大家解放思想：努力在横向拉开组合，并放宽组内高差，以争取早日攻克世界级难关，使青海“英雄岭”等地获得可用的地震记录。

我曾经做过论证：牺牲一些高频，主频 15～30 Hz 的剖面完全可以帮助我们渡过难关。我曾经在青海油田及塔里木勘探座谈会上多次宣传我的思想，甚至我说过：“试验生产上出了问题我负责，我去油田负荆请罪。”然而，由于习惯势力的作用，我提出的办法没有引起搞生产的同志的重视，始终没有在生产中推广。

近年来，由于想向外国人学 Q 系统，道距缩小到 10 m，人们不得不把小线检波器横向拉开铺设，却意外地帮我们实现了横向拉开组合。

野外采集时，震源激发后，大地开始震动，引起地表每一个与大地耦合不良的部分产生对地的重新锤击，形成了所谓的“次生干扰波”。沙漠与山地中突出地表的沙丘与山头随着大地震动产生不均衡的抖动，进而产生干扰波向四面八方来回传播。每一个沙丘、山头在振动时都会发出各自的噪声，仿佛组成了一曲无人指挥的“沙漠大合唱”、“山头大合唱”。

沙漠、山地中产生的次生干扰波中对资料影响比较大的主要有两类，一类是低速的次生面波干扰，另一类是高速的次生折射波干扰，他们的视波长都很长，来自四面八方，可分布于全记录。这是我国西部困难工区存在的最严重的干扰波，沙漠与山地是次生干扰波的“重灾区”。

让我们来比较一下传统的沿测线组合条件下，对来自沿 in-line 方向及来自 cross-line 方向传播的干扰波在炮集上的不同压制效果。从图 1(a)(b)(c)中看到：来自 in-line 方向的干扰波在经过野外 in-line 组合后变得很轻，再经过室内去噪后，可以基本上得以消除；但是来自 cross-line 的侧面次生干扰波在记录上大

多数表现为双曲线[图 1(d)(e)(f)],浅层的窄而陡,深层的宽而平。因为传统的检波器组合是沿 in-line 方向组合的,cross-line 方向进来的干扰波视速度往往很大甚至接近无穷大,组合时差非常小;这种干扰波一旦进入到记录中来,即使在室内处理后,也无法根本消除双曲线的顶部,最后即使经过室内去噪后得到的也是一片强能量的假的短轴,在水平叠加剖面上有时会让人误以为是有效波。

室内处理时很难消除次生干扰波,这是因为它的复杂性。次生干扰的复杂性在于:① 次生干扰可以分布于全记录,无法躲开,也不能切除。② 它与有效反射波几乎有相同的频带范围,无法用频率滤波滤去。③ 次生低速干扰常常表现为"随机性",而克服随机干扰一般采用的是统计方法,但统计方法克服干扰的本领是有限的。④ 次生高速干扰可以从四面八方传到排列,因此在记录上的视速度可以非常高,最高可以接近无穷大。侧面次生高速干扰有时与反射有效波十分相像,真假难分。⑤ 有些次生高速干扰甚至在水平叠加时会得到加强,覆盖次数愈高干扰愈强。⑥ 由于次生高速干扰的视速度普遍高于折射初至波的速度,因此它与反射有效波在视速度域及视波长域总是难分难解。

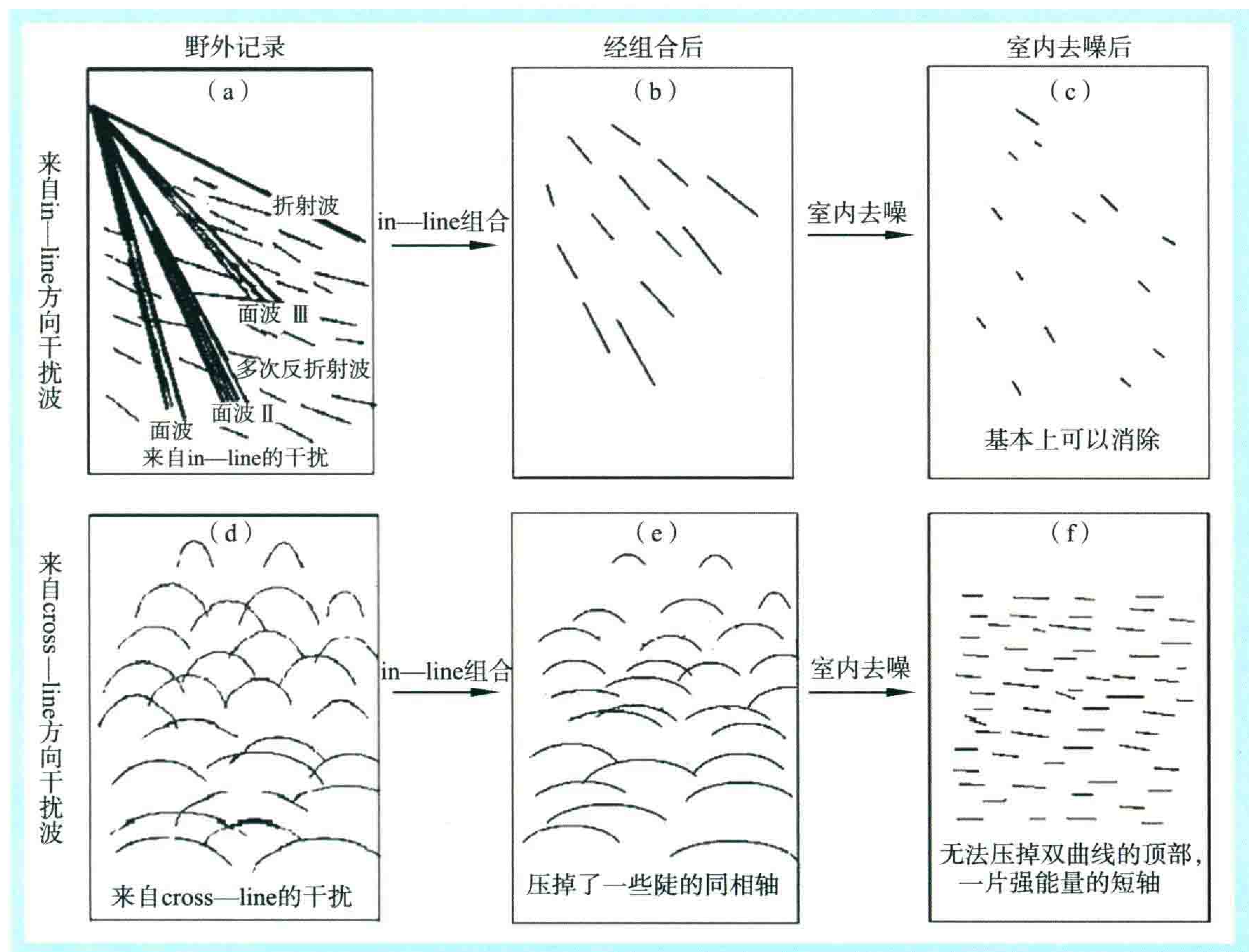


图 1　in-line 组合与室内去噪对不同传播方向干扰波压制效果比较

现在来看《碳酸盐岩地震学》这部书内介绍的在美国西得克萨斯做盒子波试验的一个实例。这一实例的试验场地是位于得克萨斯州 Sanderson 东北部的 Valverde 盆地。这里是阶地和峡谷地区,地表主要是大面积的碳酸盐岩。碳酸盐岩上面覆盖着碳酸盐岩砾石。因此,从阶地到山谷底,岩石的物理性质变化很大,在这里特别容易产生散射干扰。图 2 为 Sanderson 地区盒子波测试接收网的野外排列示意图,接收网(盒子 Box)是 13×13 的方形(169 个圆圈代表 169 个接收道,每个圆圈内有 6×4 个检波器的极小内距 3.8 m 的组合,如下方椭圆形框中所示),每个圆圈间的间距 75ft,即道距为 23 m,方形边长为(13－1)×23＝276(m)。施工时,接收网不动,将炮点延粗黑线方向移动放炮。形成盒式干扰波试验测定原始数据。

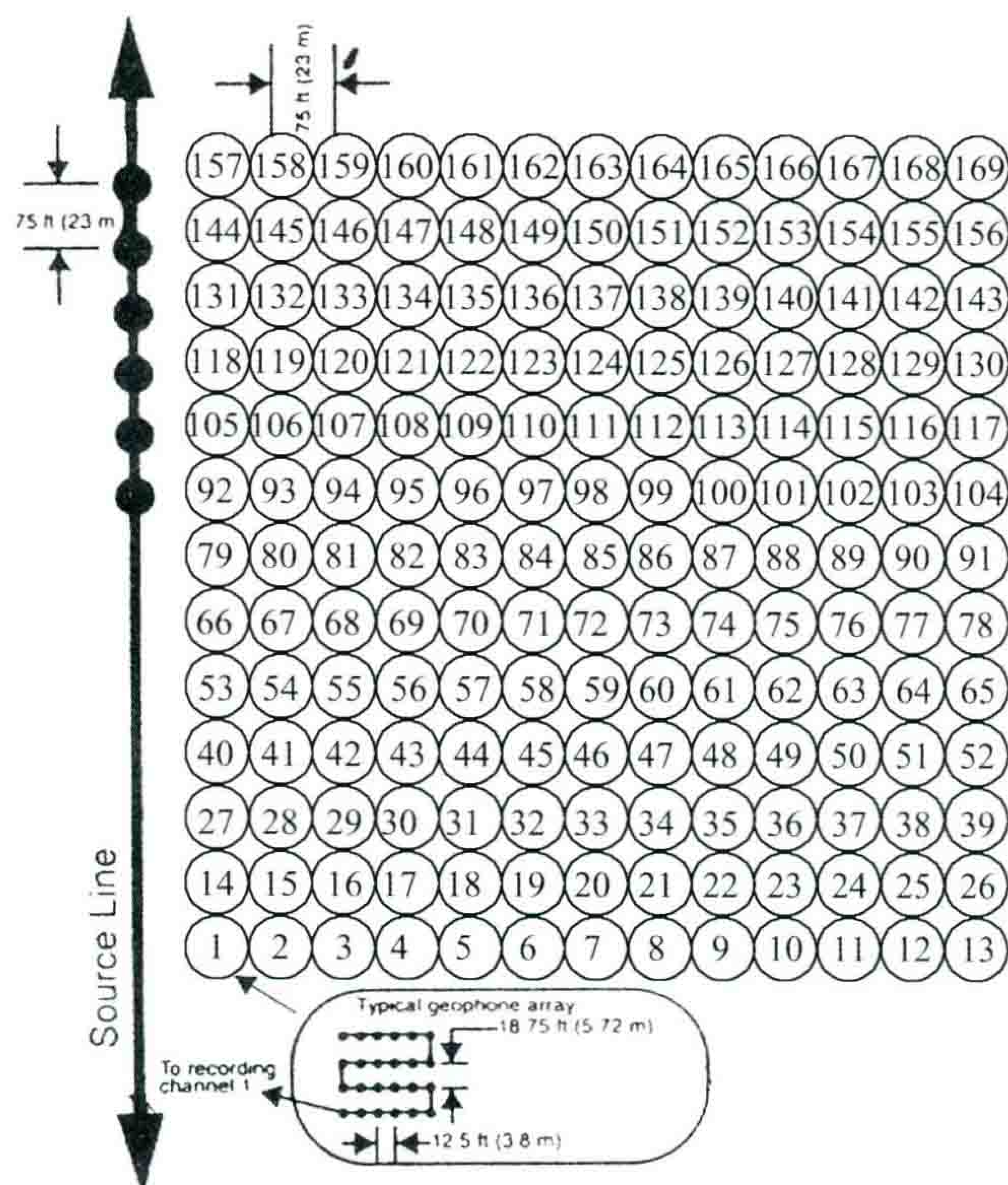


图 2　Texas Sanderson 地区盒子波测试接收网的几何描述

盒式干扰波试验测定原始数据在室内做不同方式的组合试验。图 3 是野外接收网中用图下方黑色圆点的单元做切比雪夫加权，图 3(a)是沿 in-line 方向组合($\beta=7$，$n=13$，衰减水平是 42dB)。图 3(b)是沿 cross-line 方向做切比雪夫加权组合。从两种组合后获得的结果对比可看出：图 3(a)记录上可看到的很多貌似反射波双曲线同相轴的东西在图 3(b)中不见了，这说明它们是来自 cross-line 的散射波。散射波朝左右倾斜，视速度为 2000 m/s，正好为碳酸盐岩出露区次生散射横波的速度。

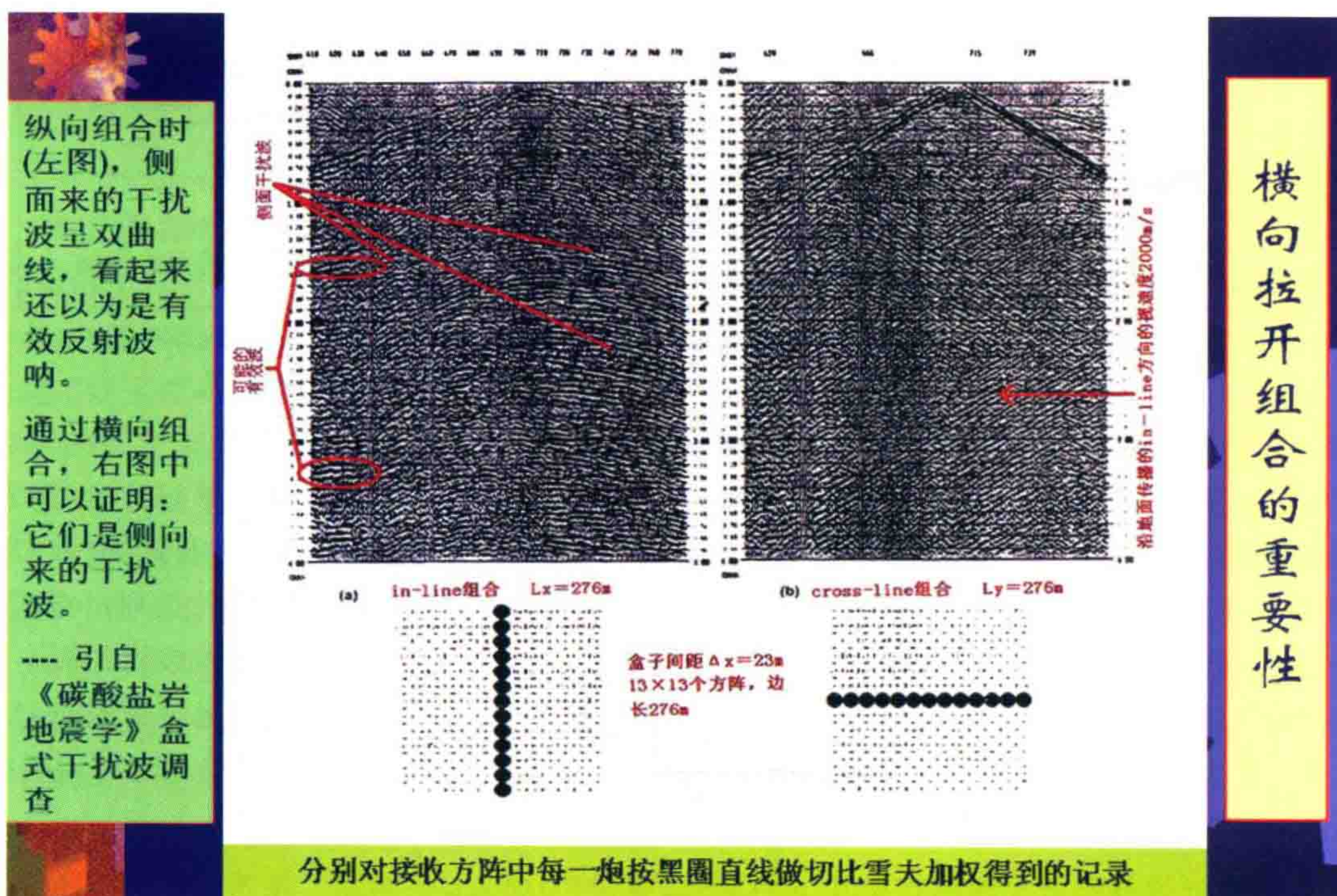


图 3　下方接收网中黑色圆点的单元元素沿 in-line 和 cross-line 方向组合获得(a)(b)图

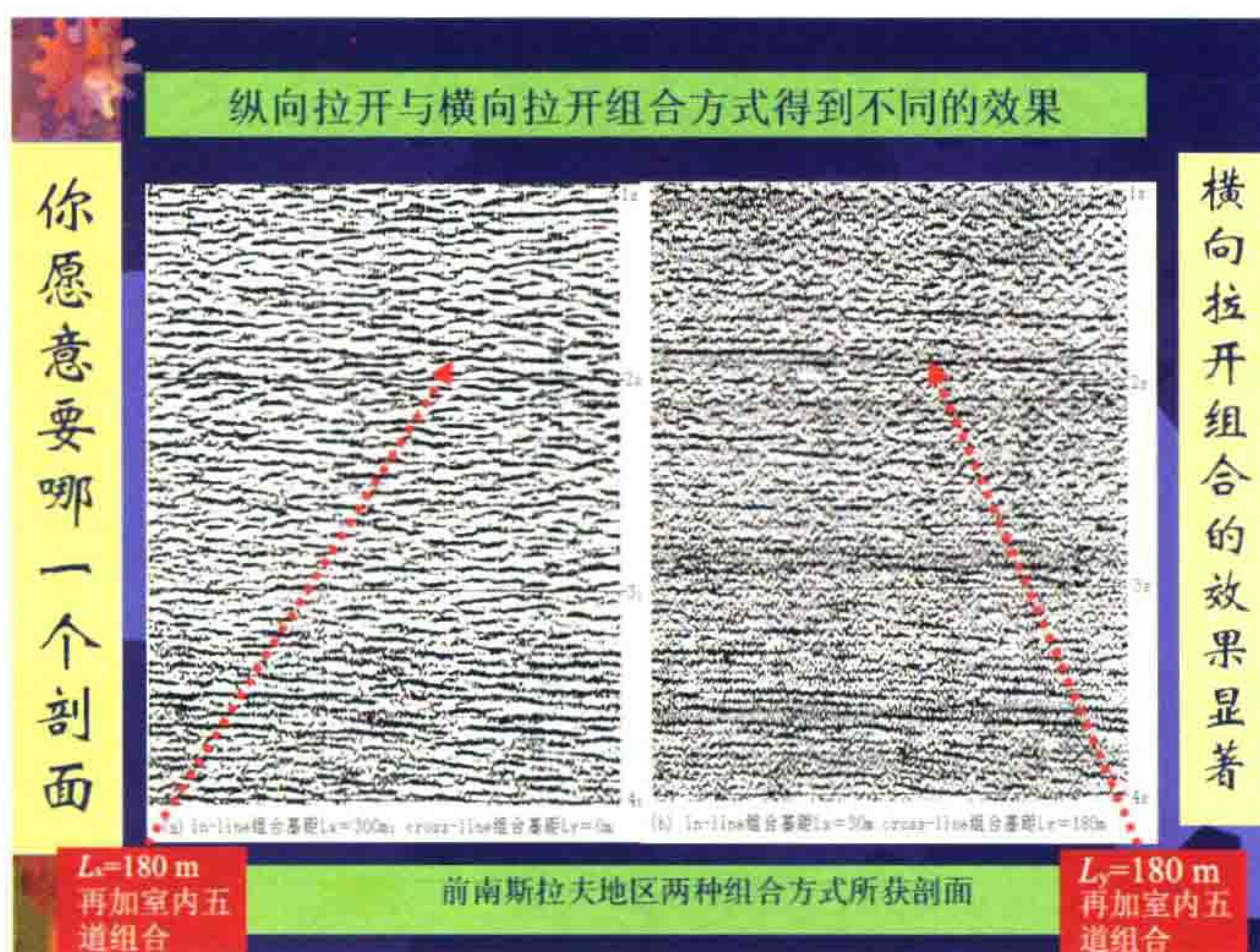


图 4　前南斯拉夫地区采用两种组合方式所获剖面对比实例

《碳酸盐岩地震学》这部书内介绍了前南斯拉夫地区这个实验进一步采用两种组合方式进行最终成果图的对比。

图 4(a)所示剖面是 in-line 方向 180 m 组合后，再在室内进行道距为 dX＝30 m 的五道组合所获得的，其 $L_x=180+30\times4=300$ m，$L_y=0$ m。图 4(b)是沿 cross-line 方向拉开 $L_y=180$ m 组合，同样进行室内五道组合(in-line 方向仅 30 m 组合)后获得的。图 4(a)中一片水平的蚯蚓状短轴就是以上图 1(f)所示的、来自侧向散射的干扰波在去噪处理后不可避免留下的干扰背景，它甚至淹没了有效反射波。只有在野外横向拉开组合后，才能挽救有效反射波。

在图 4(a)与(b)中，你喜欢哪一条剖面？当然是后一种剖面，它在 1.9 s、2.9 s 及 3.6 s 处出现了有效的反射波。这说明在侧向散射干扰严重的地区，横向拉开组合的效果是显著的。

横向拉开组合是大有好处的，它在任何工区都有好处。它是提高地震资料品质的重要措施，它是被人遗忘了的一种施工方法。我们想问："既然次生干扰波是普遍存在的，而且它们来自四面八方，那么，为什么我们只在 in-line 方向组合而不用 cross-line 组合呢?"这是没有道理的，是习惯造成的。因为人们还没有认识到 in-line 方向的干扰波只是一种"明火执仗"的敌人，它是容易通过室内压噪加以克服的。侧面来的干扰波是暗藏的敌人，它一旦进了地震记录，室内无法彻底加以清除，所谓"明枪易躲，暗箭难防"。

二、联合压噪的重要性

在地下倾角较大的地区施工时，过分大的 in-line 的组合基距会造成对有效反射波的压制。80 年代里，我们在内蒙古赛汉工区就曾经因为使用了过大的 in-line 组合基距 $L_x=130$ m，再加可控震源移动 30 m 的组合，造成剖面上产状严重失真，如图 5(a)所示。后来改用 in-line 组合基距 $L_x=60$ m 之后才获得地下真实的图像，如图 5(b)那样。

所以，在目前野外一般组合基距不跨道的情况下，如果为了压制干扰波视波长为 150 m 的干扰波，in-line 的组合基距不必要拉开到 150 m，可以采用室内道间混波来实现相同距离的组合跨距。这就是野外与室内联合压噪的思路。

请大家注意：当将检波器沿 cross-line 方向拉开 150 m 时，它对有效波的压制量却是很小的。因为 cross-line 组内各检波器与炮点的实际距离互相相差很小(只有个别近炮检距道组内时差稍大)，所以，我们可以比较放心地横向拉开组合，而要防止在 in-line 方向上野外采用过大的组合基距。

现在我们分析野外检波器组合沿 cross-line 方向拉开 150 m 后的情况。横向拉开后并不能克服 in-line 方向来的干扰。但是，沿 in-line 方向传播的干扰主要表现为线性干扰，所以目前野外一般组合基距不跨道的情况下，完全可以用室内相邻 3～5 道混波，来达到相同的衰减 in-line 方向干扰波的目的(图 6、7)。

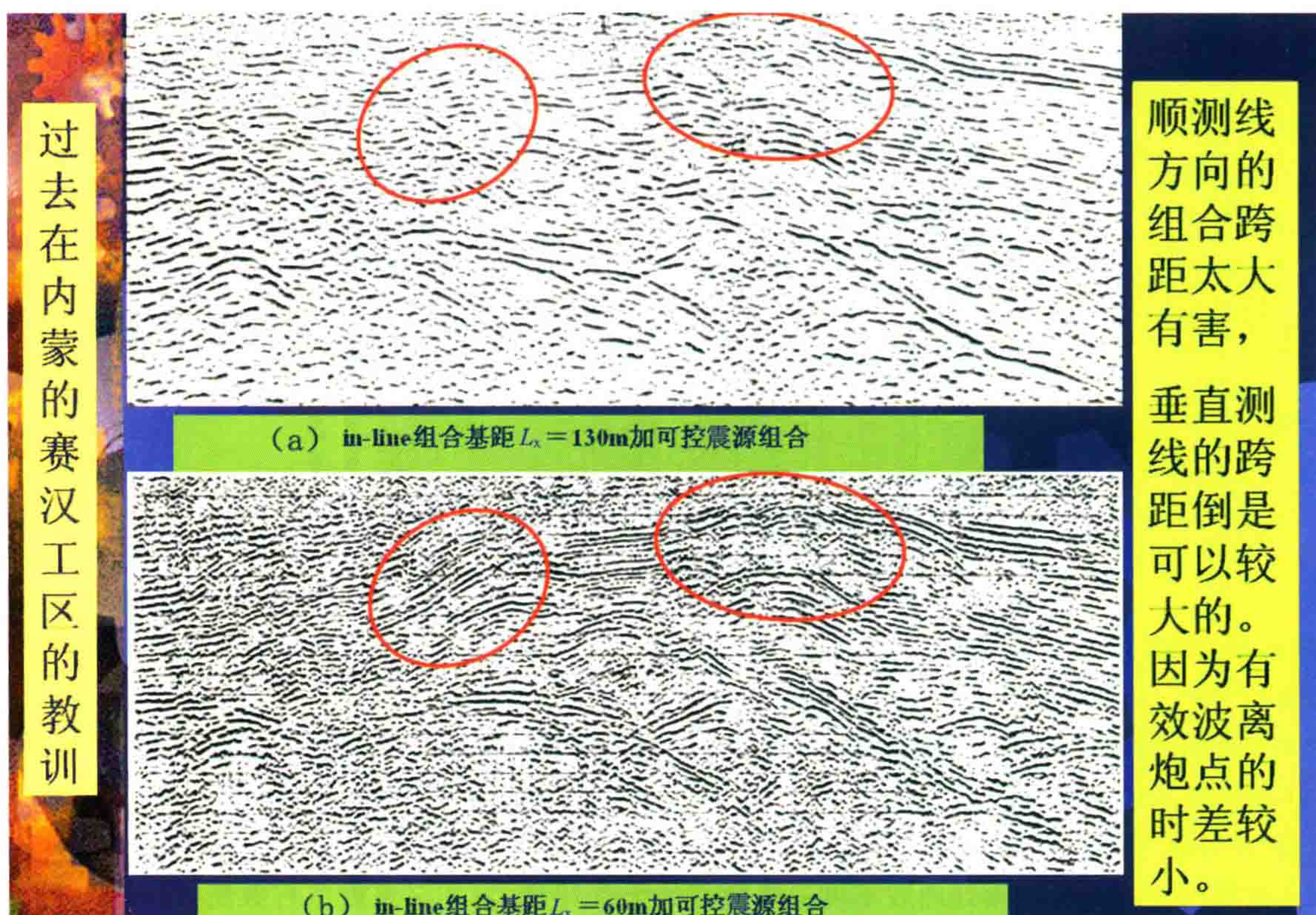


图 5　内蒙古某工区不同 in-line 方向组合基距获得剖面比较

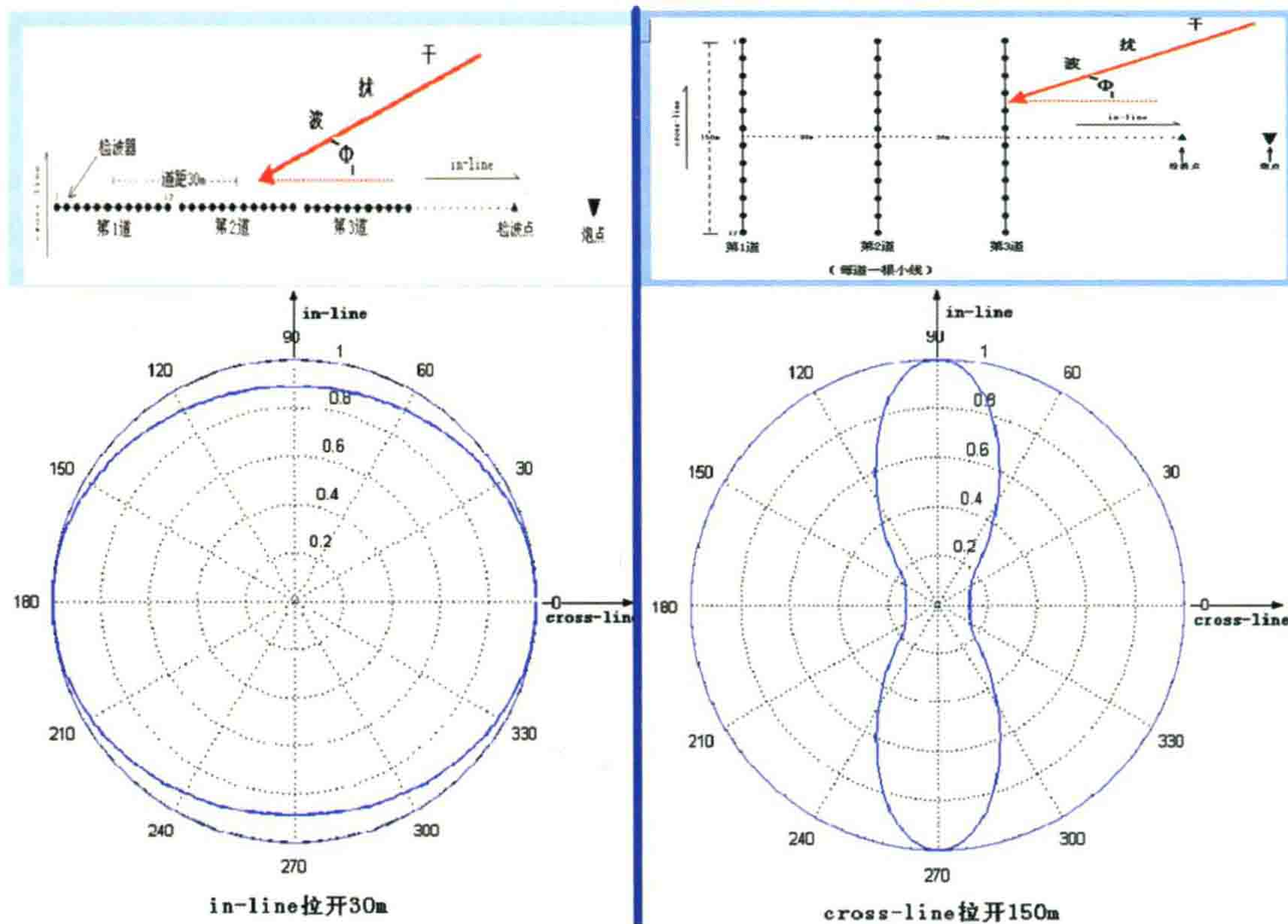


图 6　单独使用检波器纵向或横向组合的干扰波压制曲线(玫瑰图)

图 6 左边是目前野外一般组合基距不跨道，单独使用 $L_x=30$ m 检波器纵向组合时，它对各方向 150 m 次生折射干扰波的压制曲线(玫瑰图)的情况，可见它基本没有起到压制作用。图 6 右边是单独使用横向组合 $L_y=150$ m，每道一根横向小线的情况，它对沿 cross-line 方向来的 150 m 干扰波有很强的压制能力，但是对 in-line 方向缺乏控制能力，所以需要采用室内道间混波来实现联合压噪。

图 7 是检波器横向拉开 150 m 后，室内不同道数的道间混波分别对典型的面波及折射波所代表的视波长为 40 m、80 m、150 m、200 m 的干扰波的压制曲线(玫瑰图)。可以看到，经过横向拉开 150 m、室内 3 道混波及不等灵敏度 5 道混波后，四个不同视波长的干扰波全部可以压制到 0.33 以下，视波长越小的干扰波，压制效果越好。

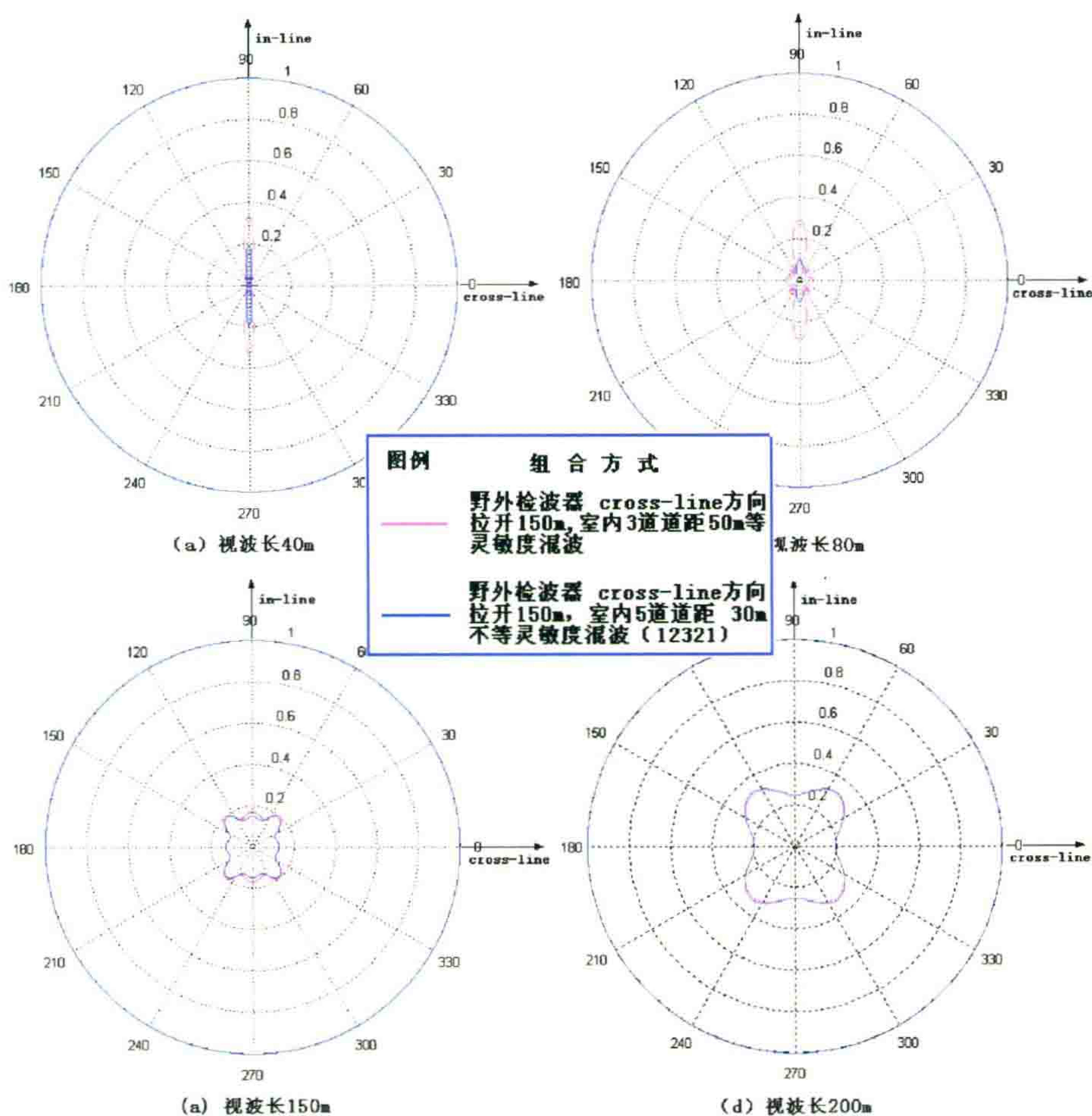


图 7　野外横向拉开 150 m、室内 3～5 道混波后压制干扰波的玫瑰图

通过以上讨论可以得到以下结论：

(1) 在目前野外道距比较小(30～10 m)的情况下，每道小线横向拉开一个最大干扰波视波长的距离(约 150 m)，然后再通过室内 in-line 方向 3～5 道混波，就能够比较理想的压制各种原生、次生干扰波以及随机干扰波。

(2) 在某些地表非常复杂的地区，“宽线＋横向大组合”是一个较好的解决方案。一方面可以缩小组内高差，使得小线布设更方便；另一方面还可以在室内先进行静校正后再进行组合，更有利于提高组合效果。

(3) 对于三维地震采集，因为三维地震本身就具有非常强大的克服各种干扰的能力，可以不必横向拉开 150 m。但需要注意的一点就是：cross-line 方向的组合检波器也应该均匀分布在两条相邻检波线之间，而不是 L_y 只有 10 m 或者 20 m，这样就可以增强组合克服侧面来的次生干扰波的能力。

三、宽线＋大组合攻关

2007年在塔里木库车坳陷山地区针对克深构造采用了宽线＋大组合攻关措施，这是一种更好的实现横向拉开组合的方法。它使得压制侧面干扰的能力大大加强，取得了很好的效果。

图8为塔里木盆地库车坳陷克深构造带攻关测线宽线＋大组合的野外施工组合示意图，两条大线相距60 m，加上米字形组合后，总的横向组合跨距达到 L_y＝76 m＋60 m＝136 m。

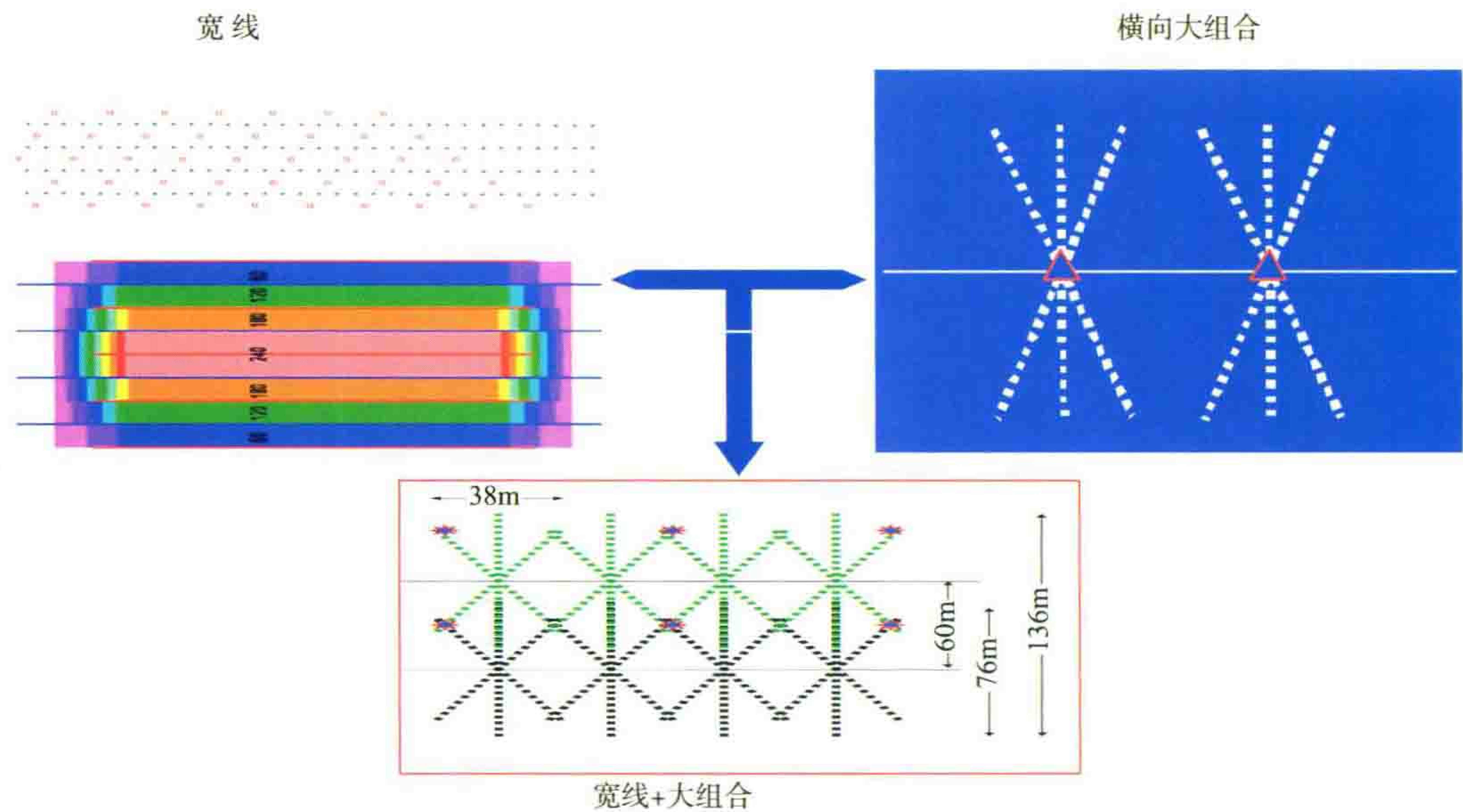


图8　克深构造攻关宽线＋大组合观测系统示意图

图9是克深5井攻关剖面与以往剖面效果对比图。从对比图可看出图右方攻关剖面质量与以往剖面（左方）对比，有了明显的提高。图10是在库车地区山地的另一条宽线（2007年）与常规二维方法（1999年）获得的剖面的对比图，塔里木盆地西秋里塔格山地剖面由于通过宽线实现了检波器的横向拉开组合，取得了明显的效果。构造翼部和顶部的反射波出现“从无到有”的戏剧性变化，而且这两条对比剖面的总放炮数还是基本上相当的！可见横向拉开组合的神奇效果非同一般。

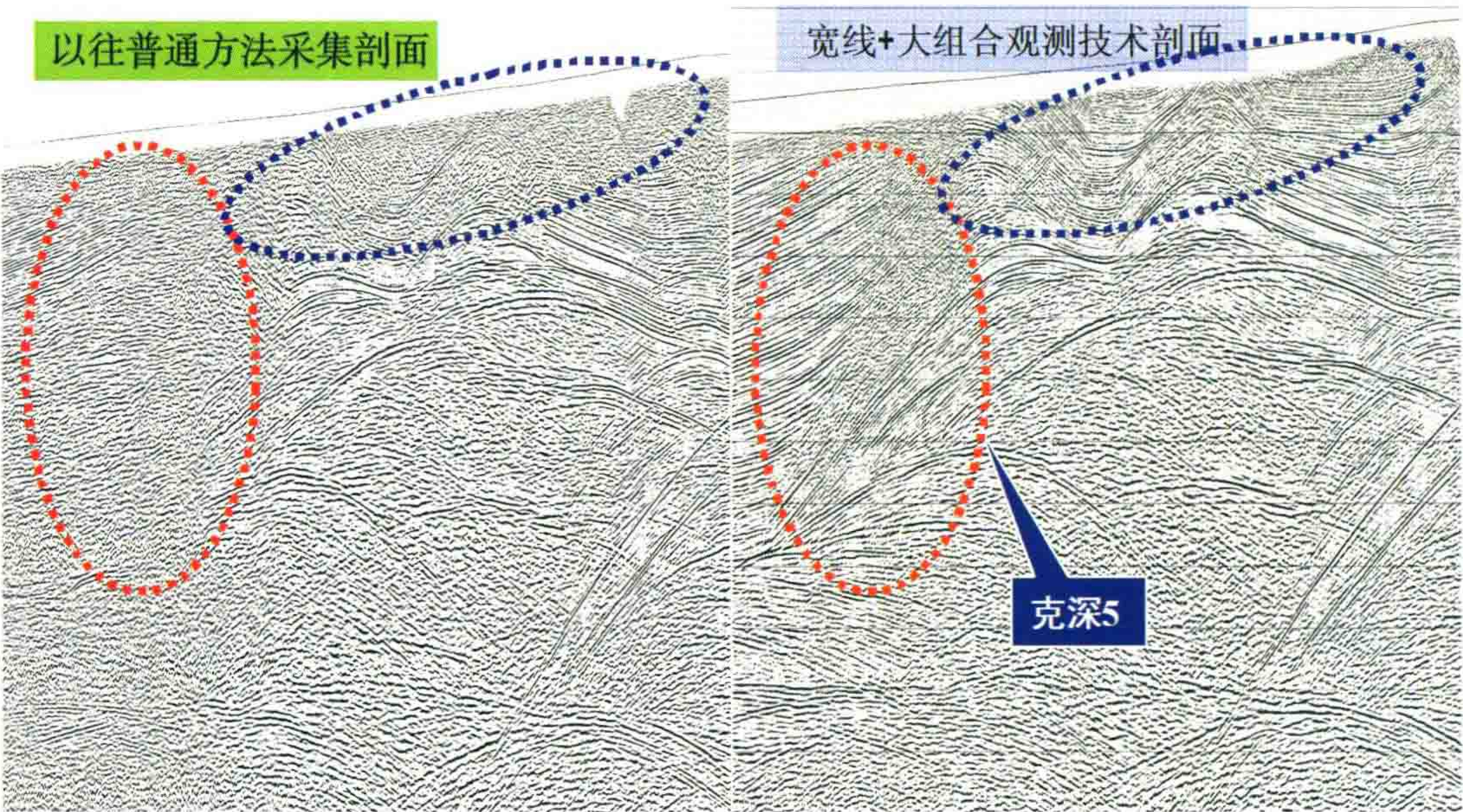


图9　宽线＋大组合攻关剖面与以往剖面效果对比图

1999年
普通剖面

2007年
宽线+大组合

道距30m，炮距30m，
480道接收，覆盖次数120次

2线2炮480道，
6串大组合，
组合基距76m
道距30m，
炮距60m，
接收线距60m
线束总宽度
Ly=60+76=136m

图 10　塔里木盆地西秋里塔格宽线与普通二维测线剖面效果对比

宽线+大组合的观测方法使检波器的横向拉开组合更容易推广，因为野外施工时，两条宽线可以分担一半的横向跨距，每道的横向组距小了，组内高差也小了，到室内处理时，又可以对每道先做静校正，然后再做后续处理。

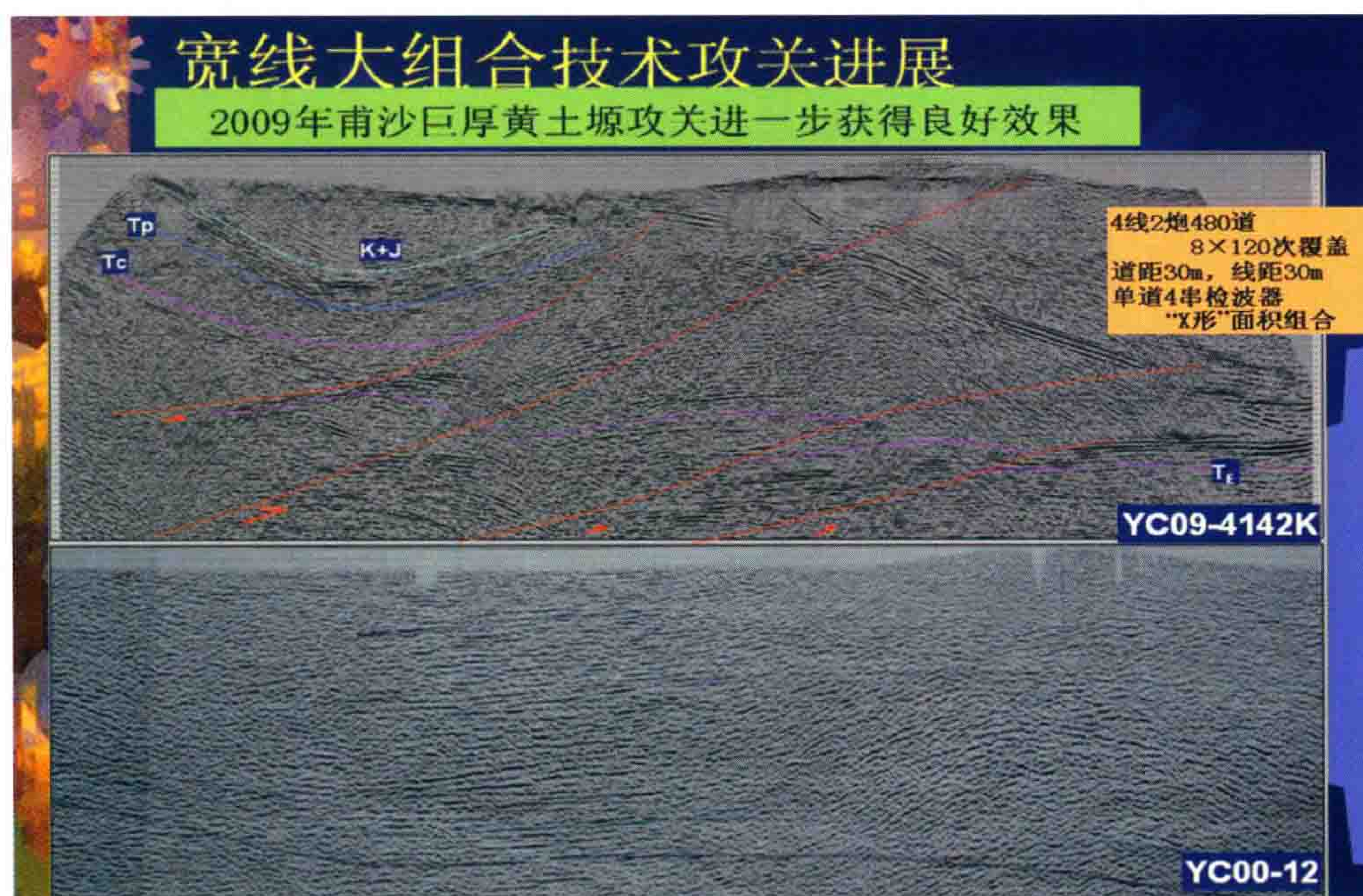


图 11　塔西南甫沙地区黄土塬新老剖面对比图

塔里木盆地勘探指挥部由于杨举勇助理等人着力推广宽线大组合技术，已经走出了我们中国特色的

地震勘探的新路子。他们不但在库车山区取得了明显的效果，还在过去得不到地震合格剖面的塔西南巨厚黄土区，用宽线大组合也得到了合格的剖面。图 11 是塔西南甫沙地区黄土塬新老剖面对比图。老剖面是：道距 30 m，炮距 60 m，480 道接收，120 次覆盖，常规 3 串组合，$L_y=36$ m。新剖面 4 线 2 炮 480 道，8×120 次覆盖，4 串组合"X"形面积大组合。横向拉开 76 m，总线宽 $L_y=60+76=136$ m，两条测线是完全重合的。老剖面几乎产状全都不可靠！

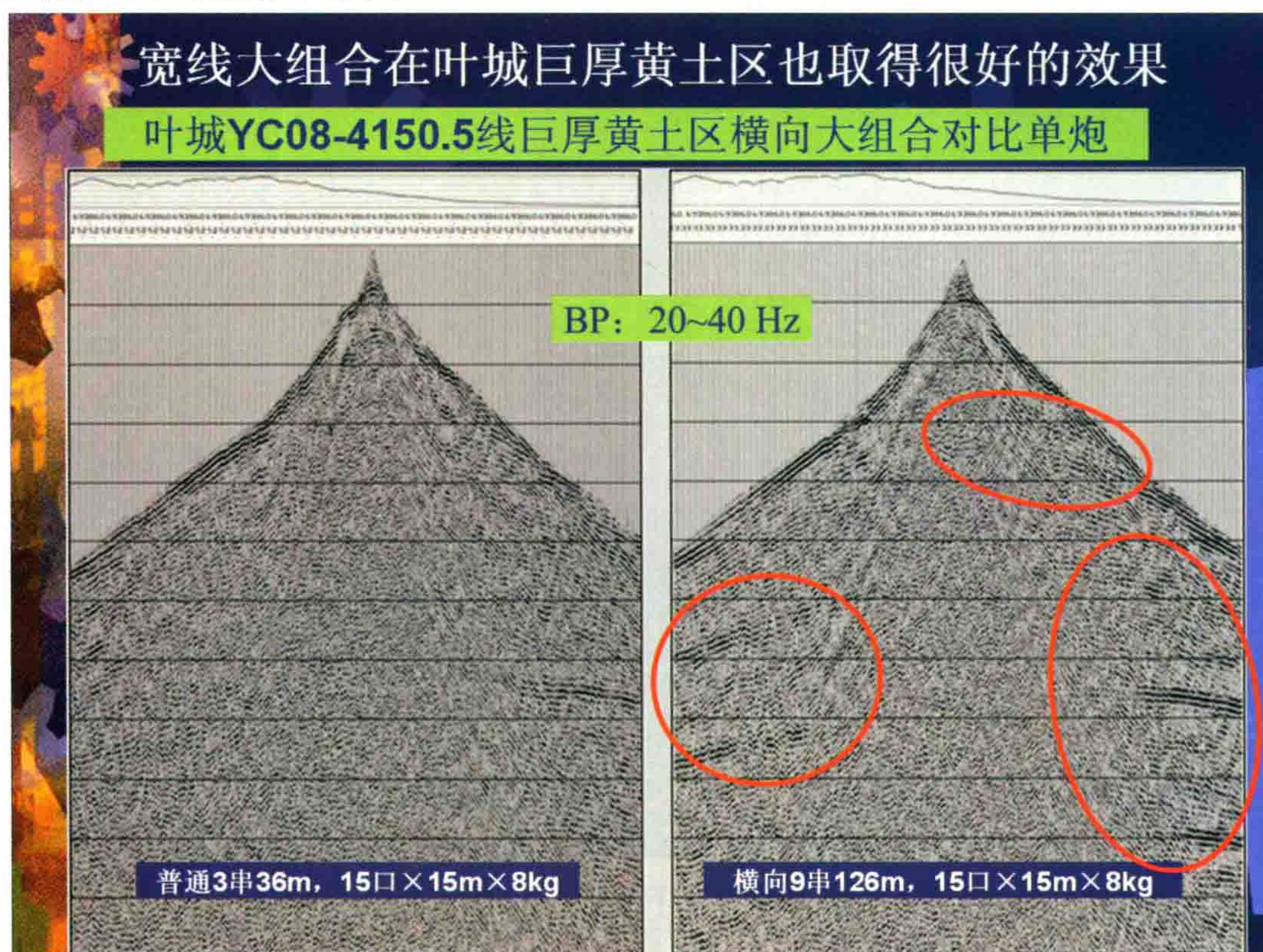


图 12　塔西南叶城甫沙地区宽线大组合野外单炮与常规单炮的对比

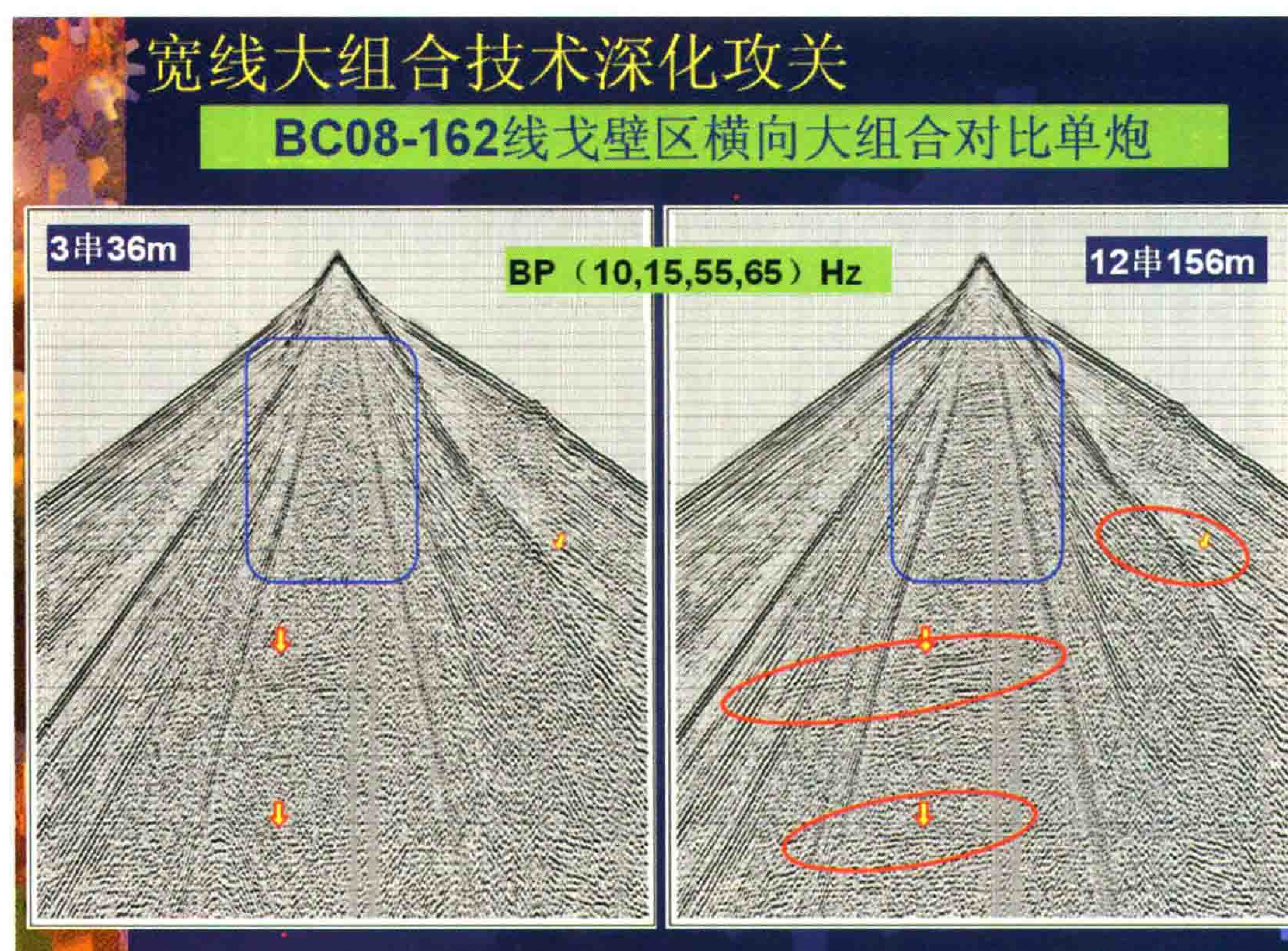


图 13　拜城地区 BC08—162 测线砾石戈壁区野外单炮记录的质量改进

图 12 是塔西南叶城甫沙巨厚黄土地区宽线大组合野外单炮与常规单炮的对比。从图右方的横向拉开 L_y=126 m 野外单炮记录上已经出现较好的反射有效波，室内再加宽线叠加的功能，处理中再增加纵向组合，剖面得到很大的改善。

库车山地的砾石戈壁区也是地震资料信噪比很差的地点，现在采用了宽线大组合，野外记录的质量也得到很大的改善。图 13 是拜城地区 BC08-162 测线砾石戈壁区野外单炮记录的新老对比，单炮质量改进效果已经很明显。经过室内联合压噪后，还会进一步变好。

图 14 是库车拜城地区 BC08-131 测线山区山体部分野外宽线大组合野外单炮与常规单炮的对比。这个实验也可以说明如果采用单线，做横向拉开组合的效果。在这 BC06-131 山地测线上，右图是用三根小线串并联，拉开 L_y=116 m 的单炮记录结果，左图是横向不拉开 L_y=28 m 的常规单炮记录。这个例子很明显：右图比左图好，关键在于横向拉开 116 m。野外单炮记录上浅中深层反射同相轴都有明显的质量改进。我认为跨距还小了，相信如果这里横向拉开距离 L_y=150 m 的话，效果会更好。

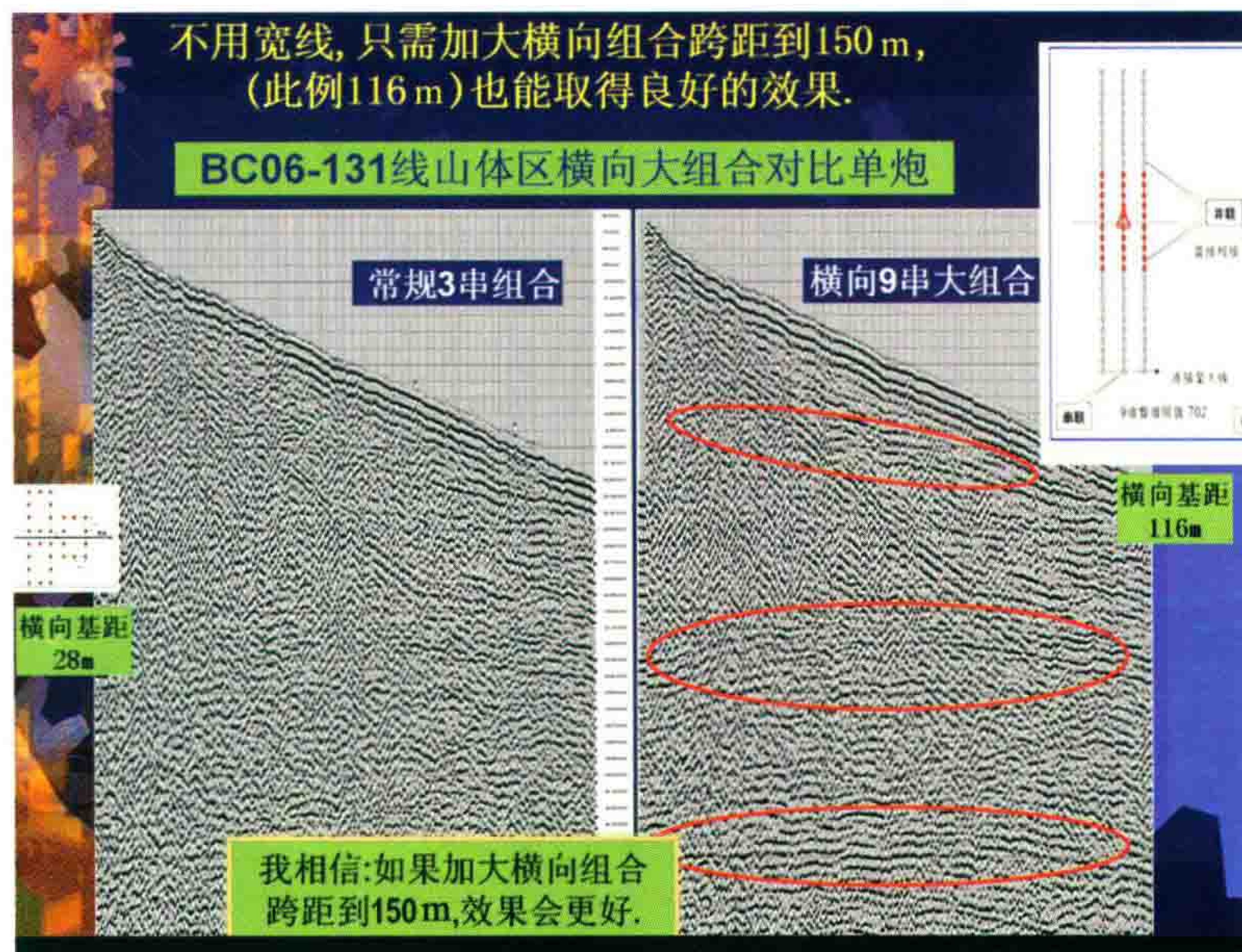


图 14 拜城地区 BC08-131 测线采用横向拉开、山区野外单炮记录的质量改进

从这两个例子中，我们看到宽线大组合的高明之处并不是依靠覆盖次数的增加，而主要是需要拉开横向组合的跨距。如果横向拉开组合跨距足够，高差不超过±15 m(30 m)的情况下，其实不用多线，单线用同样的覆盖次数，同样可以奏效。当然宽线比单线好，但是单线可以节省成本，提高功效，这也是今后应当考虑的。

以上各图标出的覆盖次数一般都成倍的增长，例如两条宽线就增加一倍，四条宽线就增加到四倍。这样定义覆盖次数的办法虽然也没有错，但是它并不意味着工作量的成倍增长。因为实际上四条宽线的目的是实现横向拉开组合，野外放炮数目并未增加四倍。如果不考虑组合高差的影响，我们完全可以不用作宽线。上面这个例子可以说明，只要横向拉够距离，单线也可以达到相同的组合效果。

再看库车拜城地区另一个例子。图 15 在 BC06-220k 测线上，通过 4 线 3 炮宽线大组合，1440 次覆盖，改善了构造的浅层结构，有人认为是由于覆盖次数成倍增加的原因，我认为它主要应归功于横向组合距的拉开 L_y=160 m 的缘故。

当然如果生产成本允许的话，宽线+大组合的效果肯定比单线大组合要好。因为宽线+大组合可以在室内通过静校正进一步消除组合高差的影响，但是当横向高差不超过±15 m 的情况，单线大组合的效果基本是一样的。

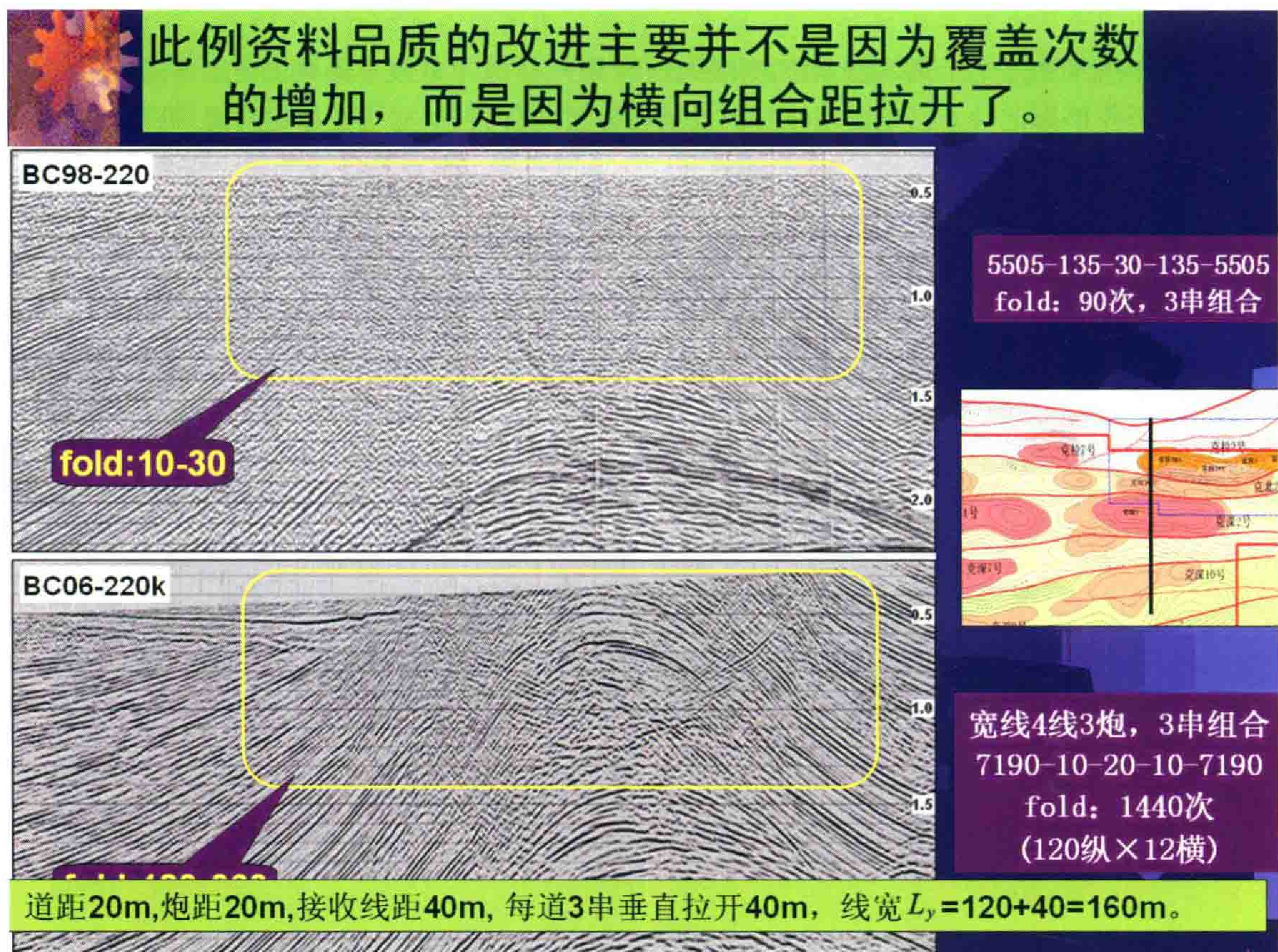


图 15 拜城地区 BC06-220k 测线山区新老剖面的质量改进对比

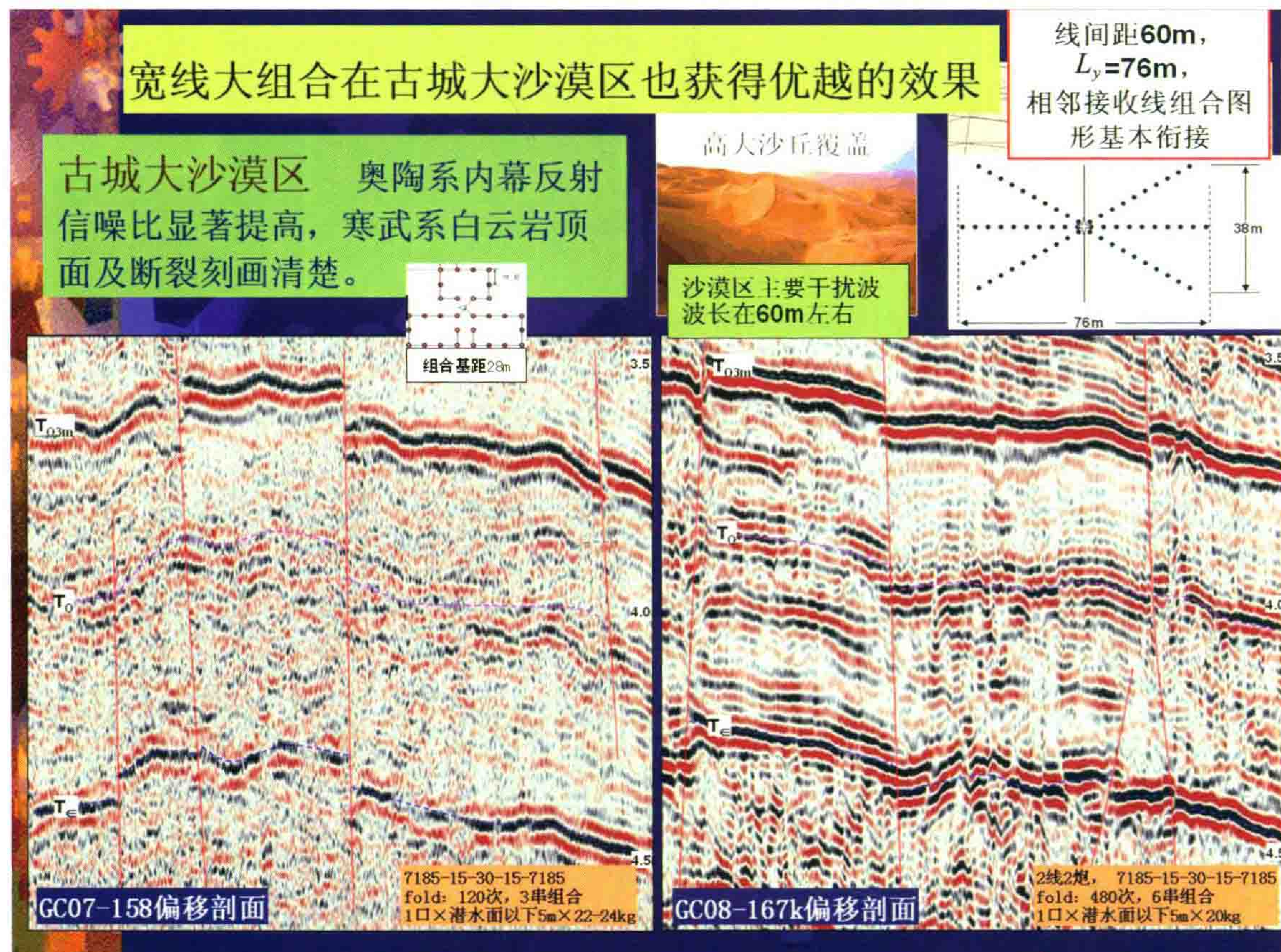


图 16 古城地区大沙漠的新旧剖面的对比

有人还以为宽线＋大组合的效果是成倍增加了覆盖次数，所以效果良好，因此他们主张不断增加宽线

的线数，并且不断增加放炮次数，以求达到不断增加覆盖次数的目的。但是，他们没有看到问题的本质。如果横向不拉开，单纯增加覆盖次数，宽线就达不到什么好的效果。

塔东南的古城地区地表是高大沙丘，过去地震资料不好，现在采用了宽线＋大组合，也使资料品质有了很大的提高。图 16 是古城地区的新旧剖面的对比。上面 3.6 秒处是古生界灰岩顶的反射；下面 4.3 秒是寒武系顶反射，右图新剖面的中间部分是灰岩内部结构的情况，这条剖面相当漂亮，寒武系顶小断层都非常清楚。这个例子具有很大的说服力。塔里木指挥部对此剖面极度重视，他们说："今后宁可要一条好剖面，不要十条差剖面。"并且决定在古城沙漠地区进一步展开三维地震工作。

现在可以断定：宽线＋大组合适应于山区、黄土塬、戈壁砾石区，也适用于大沙漠，甚至对一般平原地区它也是有好处而没有坏处的，因为次生干扰是普遍存在的。

横向拉开组合是被人们遗忘了的一种有力的压制次生干扰的武器。

到 2009 年底，塔里木库车探区推广应用了宽线＋大组合剖面 40 余条，共 1200 km 以上，效果都很好。新发现落实了克深 2、克深 5、吐北 4 等一批构造圈闭。重新查清了吐北一克拉苏"五带四段"的构造格局。克深 2、克深 5 井相继在 6500 m 深层获得高产天然气流，可参看图 17。

宽线＋大组合剖面共计发现和落实圈闭和显示 26 个，面积 1127 km^2，天然气资源量 2.19 万亿方(其中重点圈闭 13 个，761 km^2，资源量 1.63 万亿立方)。应该说这是很大的成绩。

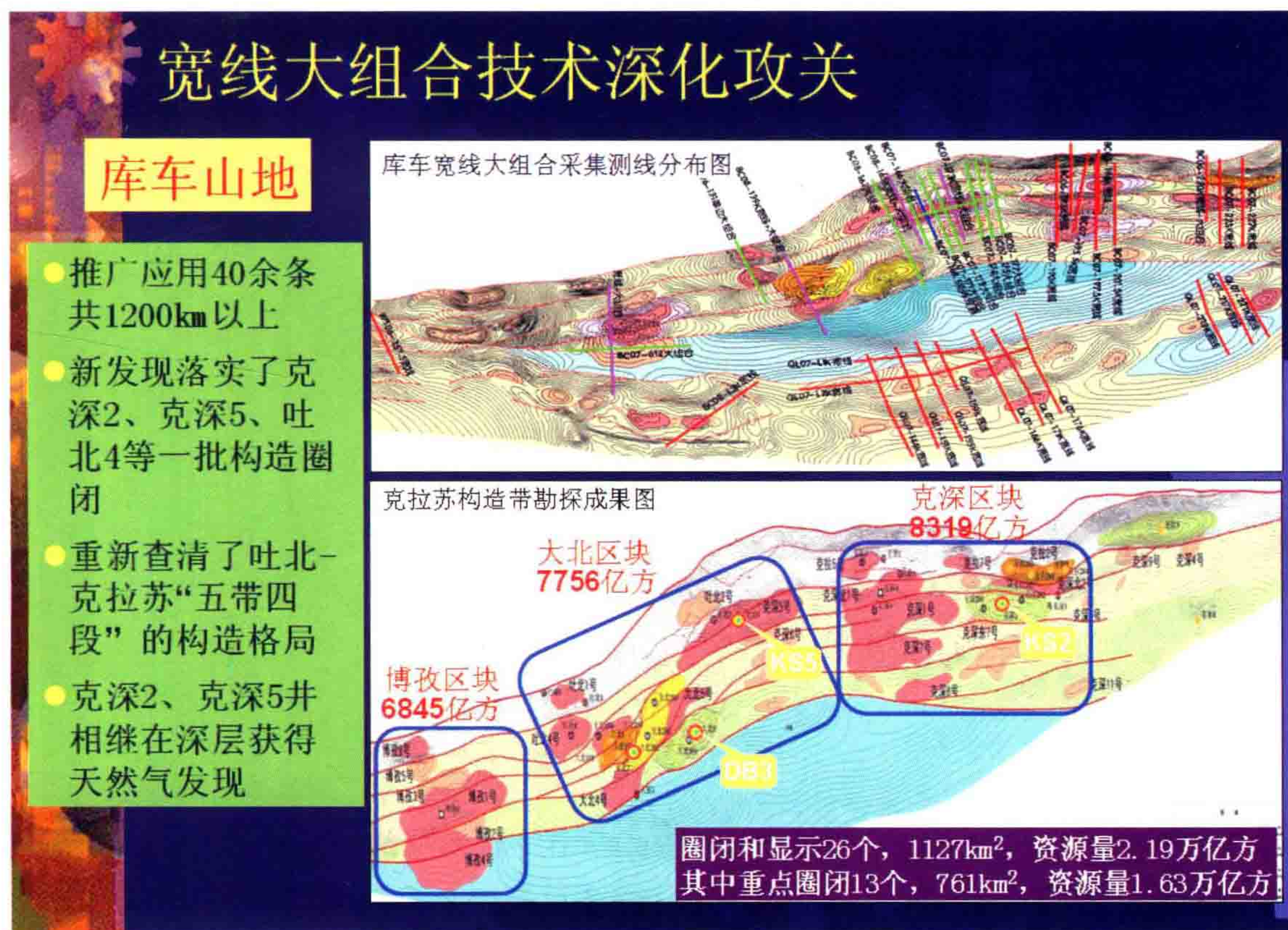


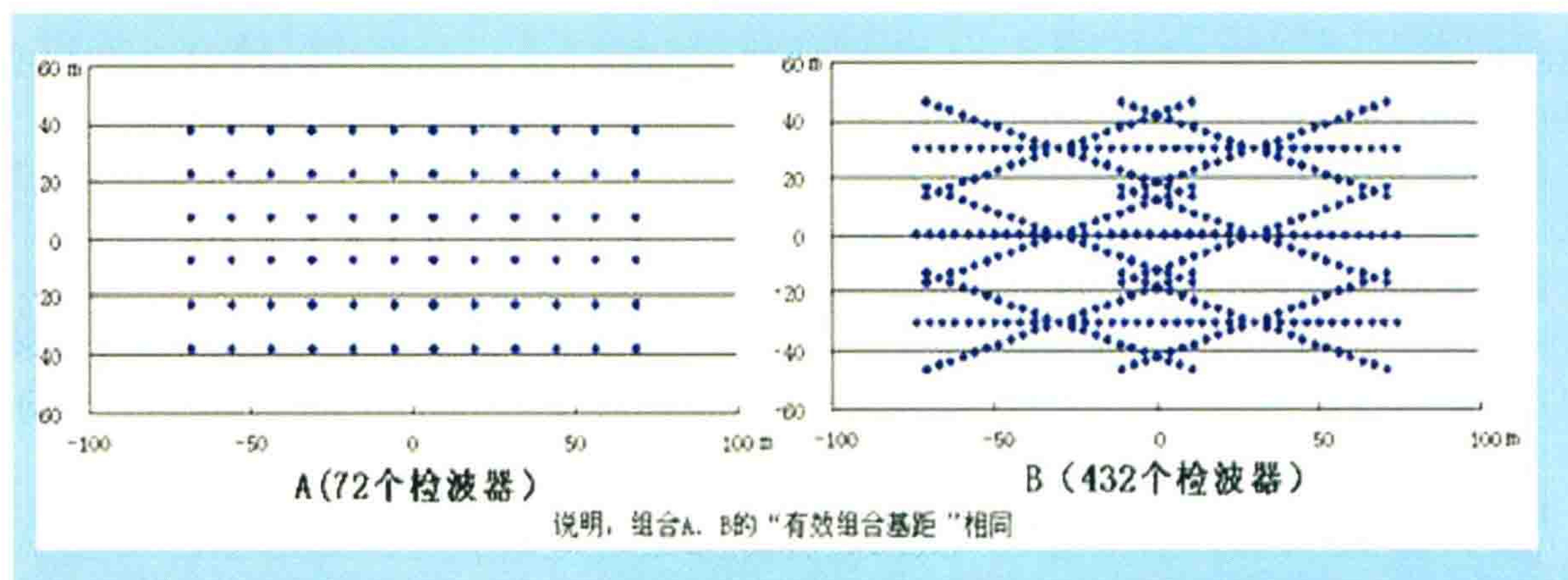
图 17 塔里木库车探区推广应用了宽线＋大组合获得了明显勘探成效

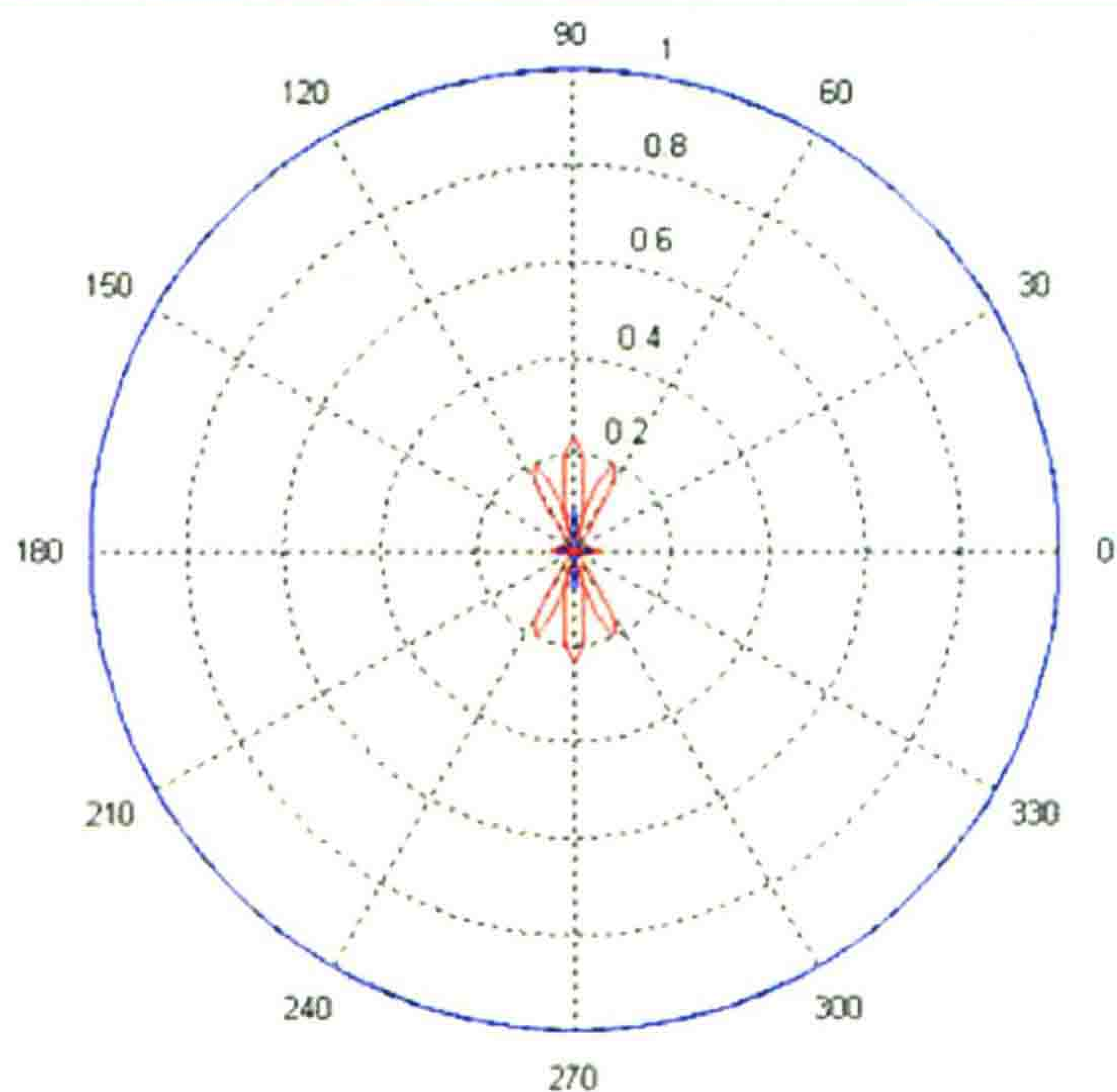
塔里木探区的宽线＋大组合技术取得了很大的成绩，这是值得庆贺的，我们希望在总结经验的基础上，进一步改进工作。

(1) 主要是进一步拉开横向跨距，有的测线 L_y 只有 110～120 m，这是不够的，L_y 一般应该在 150 m 左右。必须拉够一个干扰波的视波长，而且还应稍有富余，否则不能充分克服侧向次生干扰(请参看后面图 20)。

(2) 其次是要降低生产成本。强调组合跨距，防止片面追求增加覆盖次数，强调检波器的面上的控制，减少检波器数量，以利于提高功效，降低成本。

例如前面图 8 所示的宽线＋大组合的观测方法使检波器的组合 L_y 达到了 136 m，这种横向拉开的方法，从剖面效果来看它对山区次生干扰、提高信噪比是很有效的。但是我们认为：这次攻关采用的是“米”字形组合方式，这种组合方式是不可取的，因为米字形组合方式的检波器平面分布不均匀，从某些方向看去，检波器数目过于集中，所以压制效果不是太好。





说明：蓝色曲线对应上面A（72个检波器）组合
红色曲线对应上面B（432个检波器）组合

图 18　不同组合方式对干扰波的压制效果分析

我的学生魏继东通过理论计算，使用分布较均匀的长方形组，把检波器减少 6 倍，却获得了更好的玫瑰图。图 18 是两种不同组合方式对干扰波的压制效果分析图，图上部的 B 方式就是这种“米”字形组合，野外每道使用了 144 个检波器，加上室内三道混波后，它使用了 432 个检波器。下部 A 方式是一种长方形组合，野外每道使用了 24 个检波器，加上室内三道混波后，它才使用了 72 个检波器。把检波器减少了 6 倍，但从玫瑰图可看出：“米”字形组合还不如长方形组合对侧面干扰波的压制效果好（红色不如蓝色的好）。

(3) 我希望塔里木探区的宽线＋大组合技术的成功经验迅速推广到我国西部广大地区去，首先是柴达木及准噶尔、吐鲁番的山地及沙漠。

2006年在青海柴达木盆地英雄岭地区也采用了宽线采集技术，图19表示的是采用这种方法获得的地震剖面。这条剖面显示了英雄岭地下存在着一个大隆起，这就是柴达木勘探工作者盼望已久的“油南重力高”，现在看来在第三系地层覆盖下，深层存在一个花岗岩潜山隆起是不成问题了。过去油南1井钻到4998 m完钻，在下第三系E3-1中见到油气显示频繁，3418～3429 m井段中途测试，曾喷出天然气带油花。由于地层较致密，未见良好储层而放弃继续钻进。

我在2003年3月总公司勘探技术座谈会上发言“重上英雄岭，深层找油田”中指出：重力高下面花岗岩基底潜山应该存在，上面又有致密的老第三系覆盖，正好能使油气得以聚集保存。2005年12月我在“生油理论值得重新审视”一文中再次强调“潜山油气田仍然是我们可以下手的好地方。大有希望的青海油南构造（英雄岭）的花岗岩基底里，可能存在着一个相当大的油气田，我建议加强地震攻关，搞清高点位置后上钻。”

现在图19剖面给我们进一步证实了基底潜山的存在。可惜剖面中部在构造高点附近地震资料仍旧很差，很难明确高点位置及花岗岩潜山的深度。这究竟是什么原因呢？



图19 柴达木盆地英雄岭地区油泉子2006年040宽线采集地震剖面

我认为原因是横向拉开距离不够，还是没法压制来自侧面的干扰。2006年采用的这种宽线采集技术是一炮两线的方式，960道接收。两线之间的距离仅为30 m，组合图形采用品字形，组合横向基距为9 m，这样的施工方法，其横向拉开的距离只有$L_y=30+9+9=48$ m。

图20是采用36个检波器不同横向组合跨距时的方向特性曲线。通过曲线可看出：对于滑行速度为3000 m/s，视波长为150 m的干扰波，采用跨距L_y为150 m的横向组合跨距可以很好地压制干扰波。如果跨距$L_y=75$ m（缩小一半），则干扰波剩余量将为63%；如果跨距仅有30～40 m（例如两条宽线间的距离只有30 m），则干扰波基本得不到压制。

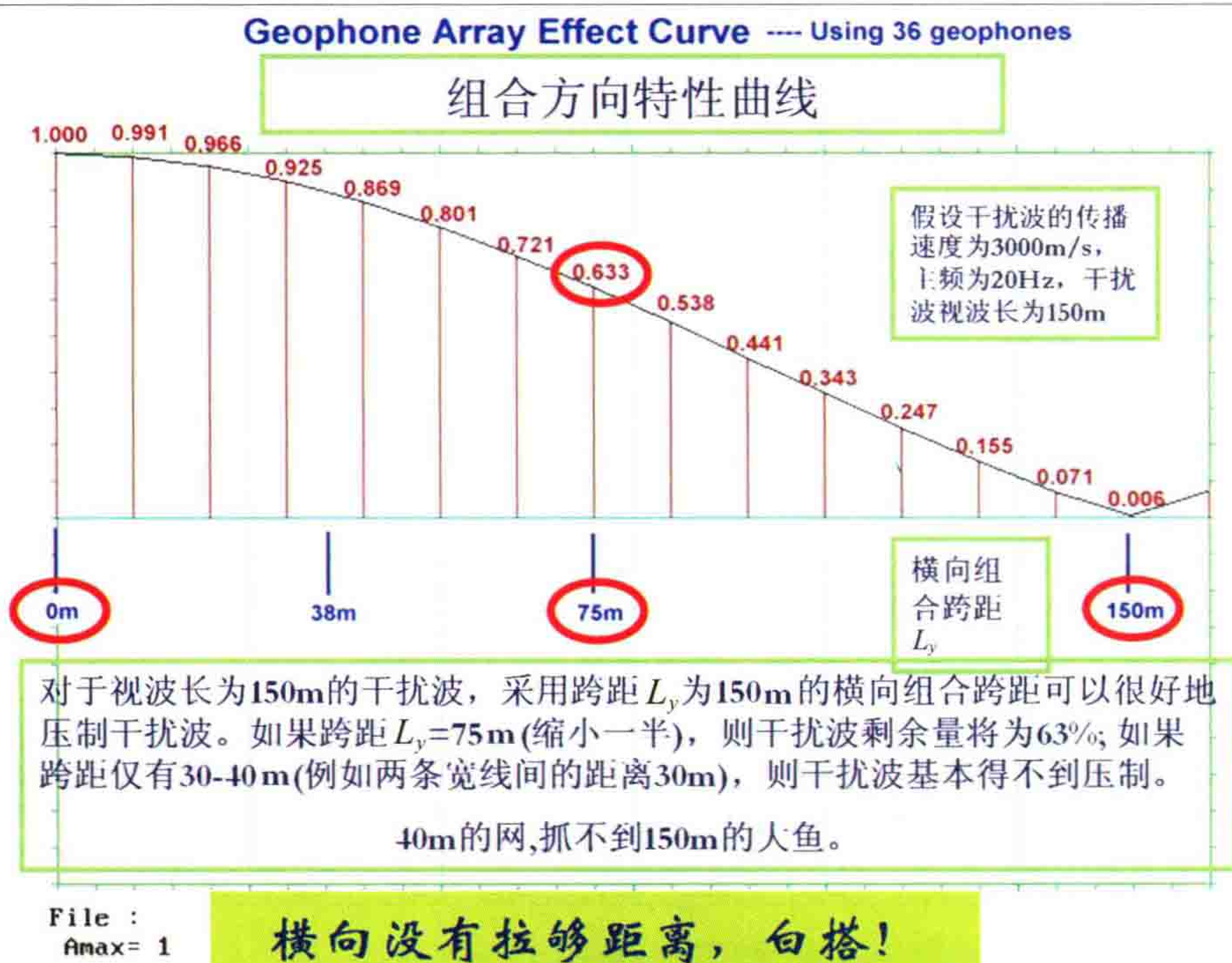


图 20 检波器组合方向特性曲线(36 个检波器)

由上分析可知，如果横向拉开距离不够，还是没法压制来自侧面的干扰！虽然采取了宽线技术，但横向 $L_y=30+9+9=48(\text{m})$，48 m 的网抓不到 150 m 的大鱼！这就是柴达木盆地英雄岭地区的宽线采集效果还不够好的原因。目前反射地震资料还是很差，如果横向拉大组合基距，我看很有可能能够获得可用于构造解释的剖面。

对于我国南方及四川山地，宽线的横向组合总跨距应该增加到 200 m。因为那里的干扰波传播速度常常高达 4000 m/s 到 5000 m/s，频率约 20～30 Hz。根据视波长＝传播速度×视周期的公式，该地区干扰波的视波长约为 170～250 m。

我对广西某工区的施工设计作如下建议：两条宽线相距 100 m，每条线上接两串 50 m 检波器小线，垂直排列拉开，使宽线的横向组合总跨距 Ly 增加到 200 m。这样施工动用的检波器总数不多，但效果会很好。

最后，有一点需要注意，即横向拉开组合的野外单张监视记录的面貌可能不如顺测线组合的好看，但是切记：横向组合的效果必须与室内道间组合“联合压噪”，才能体现出来。一般可采用室内三道组合或不等灵敏度的五道组合。

记录的好坏应该在室内组合后再做评价。

推广横向拉开组合还是有不少思想阻力的。还有不少人坚持说：“在山区横向是拉不开的”。一个好心人对我说：“你老人家坐在办公室说话不腰疼，野外横向拉开组合是行不通的！”。很明显他是站在乙方施工者的立场上来思考问题的。

我就不懂为什么在山里横向拉开要比纵向拉开难。库车地区地面构造是东西向长轴背斜，二维测线一般是取南北向布设，爬山时，顺测线的高差大，垂直测线高差反而小，因此横向拉开组合更容易。但是由于习惯势力很强大，多年来人们还是愿意顺测线放检波器。我想来想去，无非是主测线方向放大线时有汽车开的路，好走而已，顺着路放小线当然方便些。况且目前野外实施横向拉开组合时，施工者多花劳动是没有相应的收益补偿的。这是当前物探行当管理制度方面的缺陷。

我并不否认在某些道上横向拉不开，也并不要求每道都拉开，只要 50％的道拉开了，记录就会有明显的改进。

我说的组内高差允许±15 m,那么,每道里的相对高差就允许30 m。而30 m的高度相当于东方公司机关大楼的高度,你就放心地爬上去。

总之要解放思想,要尽力而为。

甲方应根据施工单位是否在横向拉开尽力而为来加以奖惩。

"技术进步依靠的是观念的更新,还需要技术管理一路的保证"。

组合理论是地震勘探的最基本的理论,恰恰大家不太重视它。明明有强大的次生干扰在作乱,人们却不愿更改检波器的组合方向。

再有,我不知道"采用品字形组合图形"是谁发明的,有什么理论依据。而地震队都愿意用它,一直沿用至今,习惯势力真厉害。

最近还有人在照套国外的"取消组合,提倡单点接收"的做法,并且呼吁在我国西部沙漠及山区搞"高密度采集",这真叫人"啼笑皆非"。

最后再提一个想法:80年代法国CGG公司发明宽线Wide-Line地震工作方法的本意是通过宽线求得反射界面的侧向时间倾角。通过室内处理他们用彩色的箭头标出剖面中每一个反射同相轴的侧向倾角,使人清楚地看出哪些波是来自左方,哪些来自右方。

近年来我们在困难工区采用宽线的主要目的是增加覆盖次数,提高信噪比,同时减小组内高差影响。宽线+大组合的工作方法也可以更好地实现"横向拉开组合"。但是,对于复杂构造的二维剖面来说,通过宽线+大组合提高了信噪比后,在偏移及资料解释时,还需要认识波场的复杂性,我们有必要搞清每个反射波的侧向倾角,搞清它们来自何方。

因此,今后在宽线+大组合的资料处理过程中有必要找回当初CGG公司发明宽线Wide-Line的功能初衷,即显示出每个反射波的侧面时间倾角。我们有了50~100 m线间距的宽线资料是可以算准主要强反射波的侧向倾角的。这是今后应当进一步改进的地方。

结 语

地震勘探的确取得了极大的技术进步,但缺乏的是本质性的改进,需要的是从本质方面提出问题和解决问题,中国西部干旱山地的地震攻关难题是世界级难题。解决难题的办法不是从书本上来,也不能靠外国人来帮我们解决中国的复杂难题,还是要靠我们自己。

文章编号 215-5

有效瞬时动态范围、可记录性、信噪态势图及信噪比谱概念

这是我对地震仪器的几个重要概念的论述：1. 有效瞬时动态范围，2. 信号的可记录性，3. 信噪态势图，4. 信噪比谱四个概念。

它们是我们正确使用地震仪器，改进地震记录品质的重要议题。

全文都是新的概念，制造仪器的人往往只管追求地震仪器的高性能指标。他们说：我的地震仪的瞬时动态范围已经达到 144 分贝。但是生产条件下，尤其是 1 秒以后的信号到底有多大的动态范围，这是仪器制造商不管的。



我提出了“有效瞬时动态范围”的概念，并且结合典型大地吸收衰减的情况，分析了高频信号的可记录性。又调查了干扰波在不同情况下的强度，绘制了“噪声与信号在模数转换器中的态势图”。进而从理论分析中，提出在地震资料采集过程中改进地震资料品质的各种途径。

因为制造仪器的人不往这方面想，使用仪器的人也没有理清这些问题，所以本文值得大家一读，并希望与我进一步深入讨论。

一、关于地震仪器记录的动态范围问题

——仪器的最大动态范围，瞬时动态范围，有效瞬时动态范围

现在我们讨论一下到底我们地震记录的动态范围有多少位，有多少分贝。自从近代 24 位模数转换的数字地震仪器出现后，仪器的最大动态范围就是 144 分贝。但是由于仪器本身还存在着固有噪声，所以，动态范围到不了这个数值。于是提出了扣除仪器本身固有噪声的所谓“瞬时动态范围”。仪器制造商说：地震仪器的瞬时动态范围已经能够达到 100～120 dB 了，也就是最大信号与最小信号的能量差 25 万倍时，在 Δ-Σ模数转换器里可以被记录上了。但实际上它记的是定点的 23 位记录，对于中深层反射，输入电压降低了，其 23 位记录的前面几位记录的都是零。**此外，地震记录时的环境噪声比仪器的固有噪声要强大得多，它占据着 23 位记录的后面若干位，也是很难当作“有效位”的，所以有效的瞬时动态范围并没有那么大。扣除了以上两方面的无效位，在此文中我们称之为“有效瞬时动态范围”。**

图 1 是仪器制造商广告中对 Δ-Σ24 位定点记录与瞬时浮点记录的比较图件，左图是瞬时浮点 15 位记录的不同时段动态范围示意图，右图是 Δ-Σ24 位（ADST）模数转换记录的不同时段动态范围示意图。仪器制造商的广告说，24 位模数转换较瞬时浮点为好，因为表示瞬时浮点记录动态范围的左图中左下角

有阴影 A 部分，这部分是不能恢复的信号，而 24 位模数转换却全都能恢复。

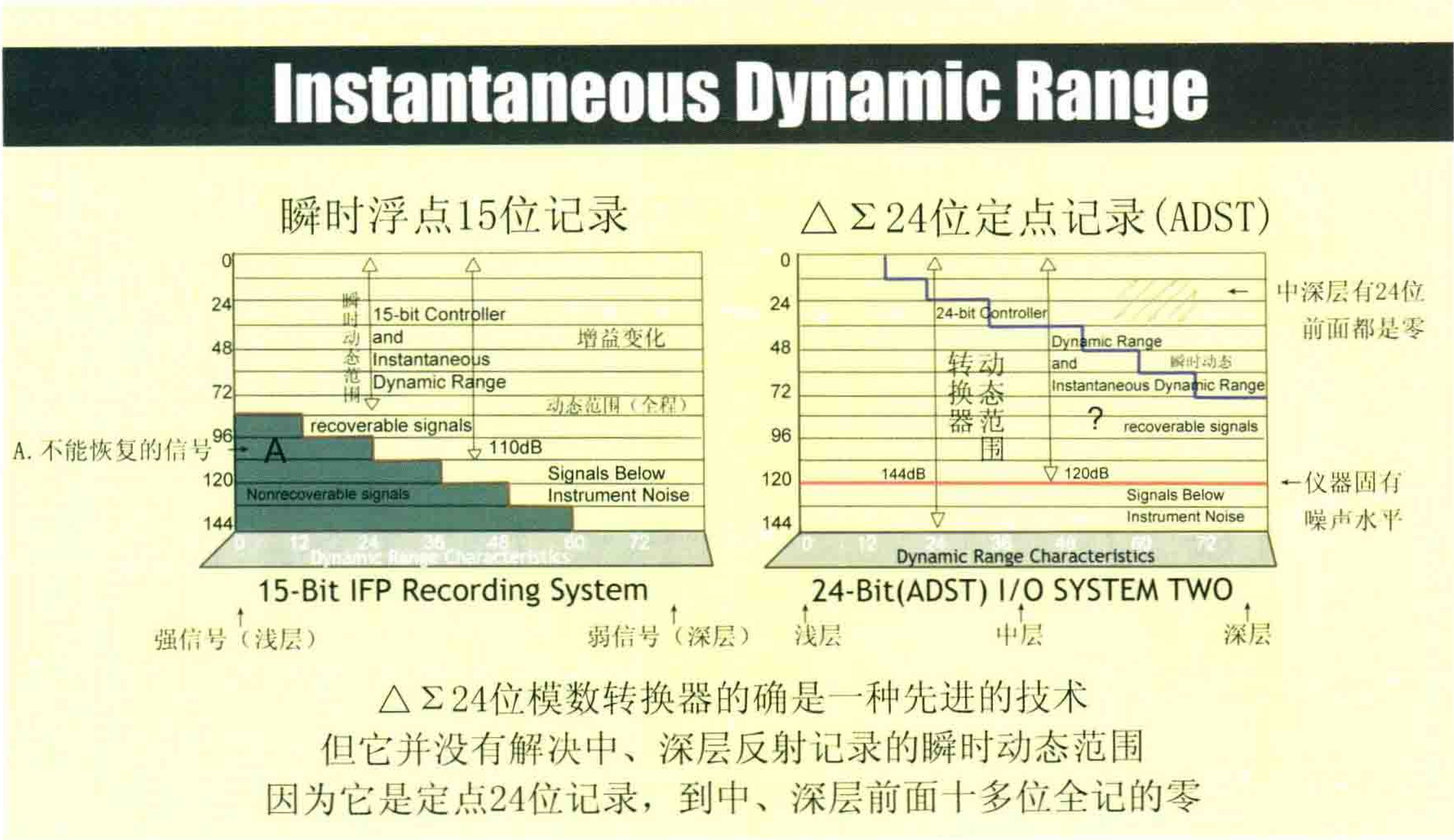


图 1　仪器制造商广告中 Δ-Σ24 位定点记录与瞬时浮点记录的比较图件

图的底部的量程是 144 分贝，右图 Δ-Σ24 位(ADST)模数转换记录下方黄线是地震仪器的固有噪声，黄线以上有 120dB，因此仪器制造商说，地震仪器的瞬时动态范围已经能够达到 120 dB 了。

Δ-Σ24 位(ADST)模数转换器的确是一种先进的技术，但它并没有解决中深层反射记录的瞬时动态范围。对于做工程地震的浅层勘探来说，Δ-Σ24 位模数转换技术的确能够使用全部的 120dB 动态范围。但对于搞石油勘探的人来说，目的层一般在 1 s 以上，中深层有效反射信号的有效的瞬时动态范围就远远达不到 120 dB，因为它是定点 24 位记录。

我调查的实际情况是在中深层，有效的反射信号实际上往往只占有 5～6 位！而 23 位的前面 6～8 位记的全都是零。

二、地震波的大地吸收规律

大地吸收是我们地震勘探的大敌，因为存在大地对地震波的强烈吸收作用，我们的地震勘探分辨率就很难提高。所以不研究大地吸收的规律就无法准确地理解我们面临的问题，找到解决问题的方向。

我在《走向精确勘探的道路》一书中，就用很大的力气，分析大地吸收的规律。这里附上典型的新生代盆地中不同反射 T_0 时所相应的吸收系数 G 值，见不同彩色线条(其单位是：每赫兹吸收多少分贝)，见图 2。

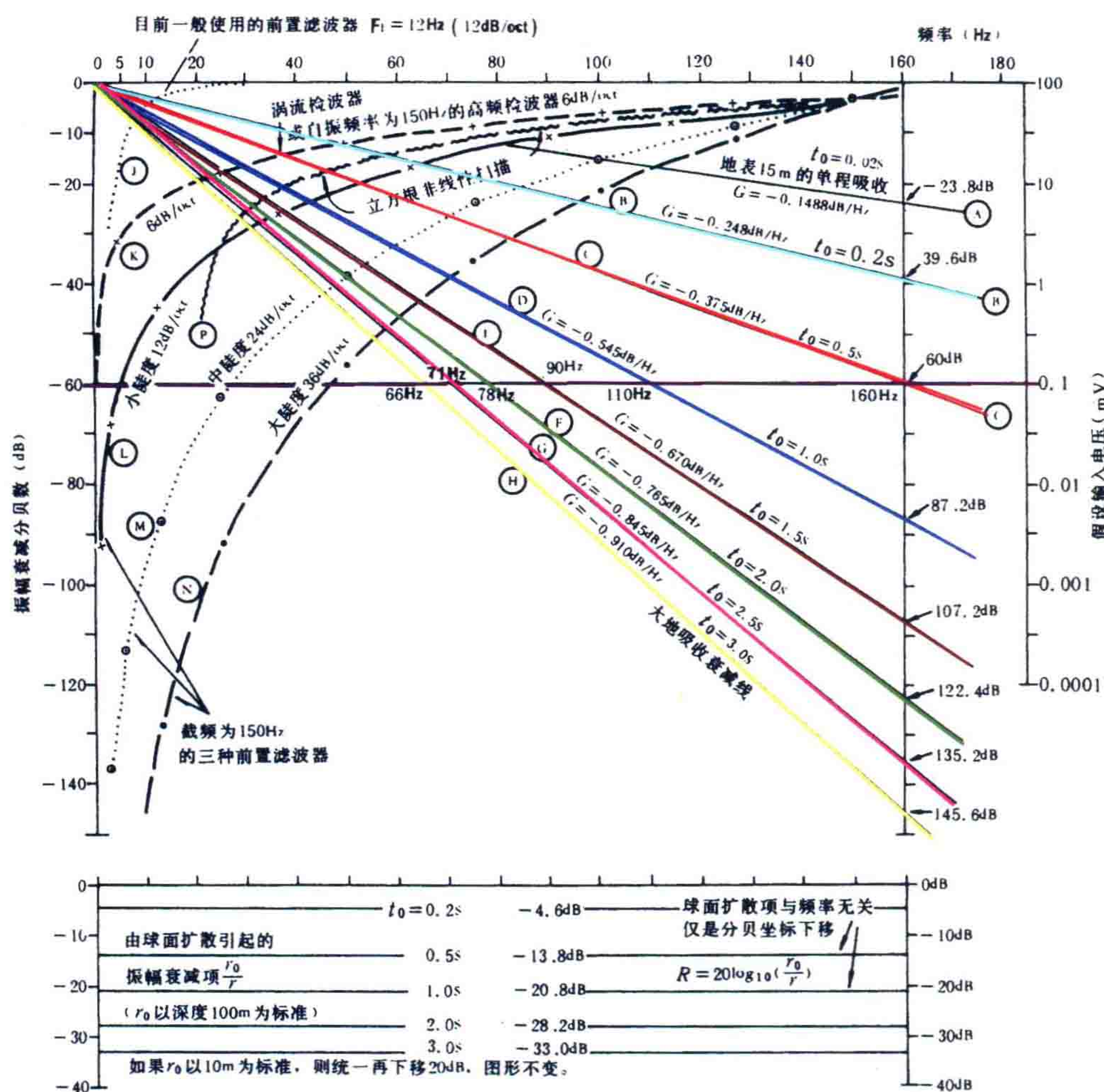


图 2　华北平原区新生代盆地的典型地层吸收衰减

典型的新生代盆地中不同反射 T_0 时所相应的吸收系数 G 值，160 Hz 信号的衰减分贝数，及 −60 dB 死亡线相交频率等数据列表如下：

表 1　典型新生代盆地地震反射波大地吸收规律

反射 T_0 时(s)	吸收系数 G(dB/Hz)	160 赫兹信号衰减到(dB)	死亡线(−60dB)频率(Hz)
地表 15 米吸收量0.02 s	G=−0.1488 dB/Hz	衰减到−23.8 dB	403 Hz
0.2 s	G=−0.248 dB/Hz	39.6 dB	242 Hz
0.5 s	G=−0.375 dB/Hz	60.0 dB	160 Hz
1.0 s	G=−0.545 dB/Hz	87.2 dB	110 Hz
1.5 s	G=−0.670 dB/Hz	107.2 dB	90 Hz
2.0 s	G=−0.765 dB/Hz	122.4 dB	78 Hz
2.5 s	G=−0.845 dB/Hz	135.2 dB	71 Hz
3.0 s	G=−0.910 dB/Hz	145.6 dB	66Hz

有了以上的初步数据，就可以进一步做下面的分析。

三、有效瞬时动态范围及信噪态势图

下面让我们来进一步分析地震记录的有效瞬时动态范围。

本人通过大量野外调查，以及对不同地震仪器所记录的典型地区数据的分析，归纳成图 3 所表示的目前典型野外地震记录上“信号和噪声在模数转换过程中的相对态势图”。图中的左右两边，纵坐标分别绘出 Δ—Σ24 位模数转换器的 23 格二进制位数及其对应的电压值。在图的左边，我加绘了一个倍数与分贝数对照尺。中间绘的便是信号和噪声的相对态势。

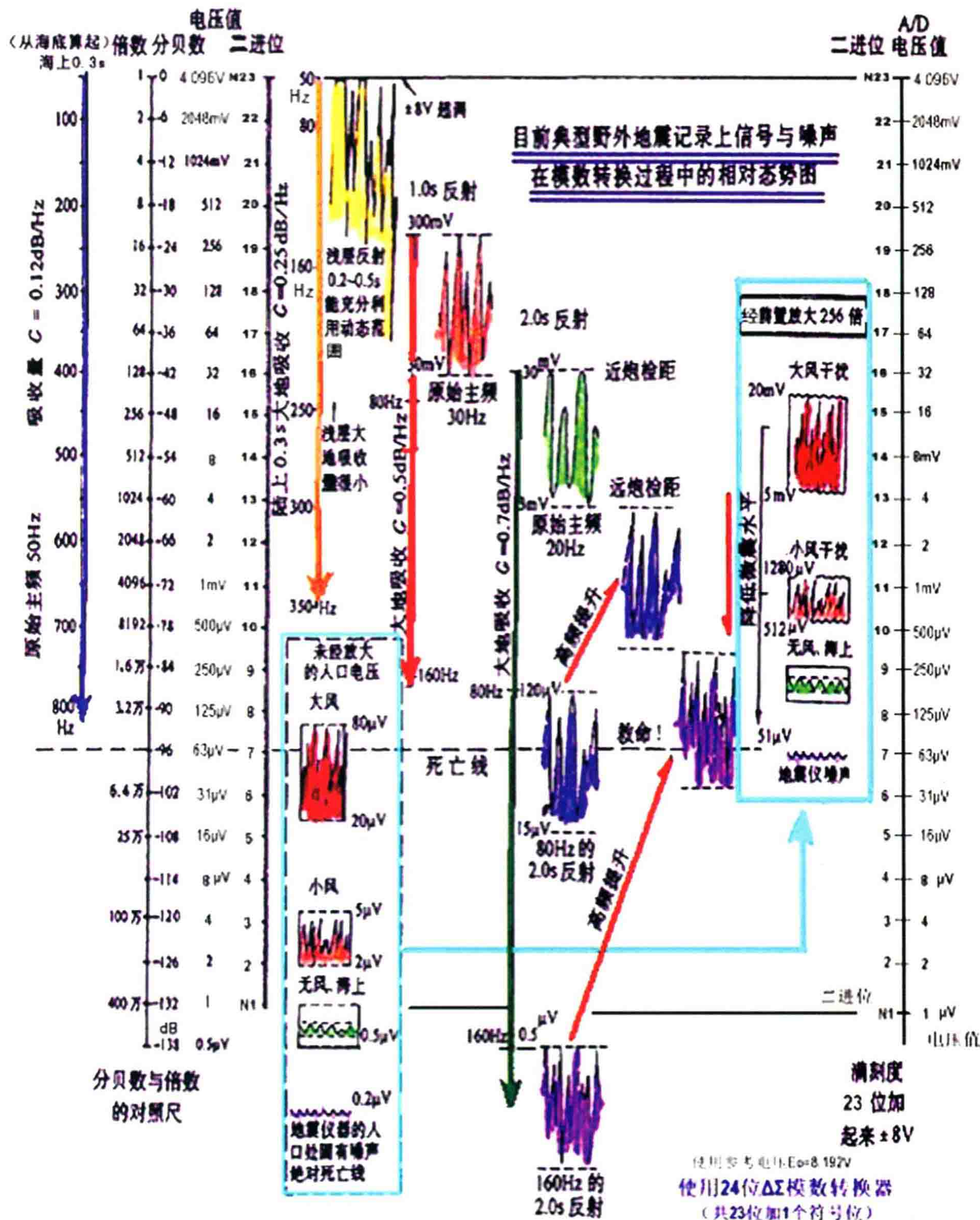


图 3　信号和噪声在模数转换过程中的相对态势图

由倍数与分倍数对照尺可看出，若以顶上第 23 位作为 0dB，则在 1 μV 的最低位上是 −132dB，即 400

万分之一，这是一个相当大的量程。

所谓 24 位模数转换器在实际记录中使用了 23 位加 1 个符号位。在仪器中设有一个标准参考电压 E_0，它规定了仪器记录的满位数的最大电压值，也就规定了其 23 位最高位上的电压值。例如，如果设定参考电压为 8.192 V，则第 23 位上代表电压为 4.096 V，第 22 位是 2.048 V……通过逐级分压及比较电路，不断往下记录，直到最后，第 1 位就记的是 1μV。如果 23 位全部记满，电压值便是±8 V，超过 8 V 就记为 8 V。

图 3 就代表 Δ－∑24 位模数转换器 E_0＝8.192 V 的一种纪录方式。

【注】近年来 Δ－∑24 位模数转换器向低功耗、低电压方向发展，参考电压由过去的 8.192 V 降低到 2.5 V 左右，但这并不妨碍我们本节内容对瞬时有效动态范围的讨论。如果参考电压为 2.5 V，只需把图 3 的二进位电压值相应地除以 4，同时把图中的内容上移 2 格，就可以了。其实参考电压的改变不会影响信号与噪声的相对态势，只是记录的位置有所不同而已。所以我还是按我过去的调查数据来阐述我的认识，E_0＝8.196 V 还便于我在图上标出二进位的电压值。

通常有一个前置放大器把输入信号先行放大若干倍，常用增益为 48 dB(2^8，2 的 8 次方)，即放大 256 倍，再进入模数转换器。这张图上所标的电压值是指经过前置放大器后，进入模数转换器的电压值。

由于地震记录的情况十分复杂和多变，它随着工区地上地下条件，放炮激发和接收条件及气候环境而变动。所以这张图基本是示意的，它代表的是我国东部平原区新生代盆地中典型的地震记录状况。

我们先分析一下噪声分布的范围。首先，对于地震仪器来讲，如果我们把仪器从入口处短路，此时，没有任何信号输入，但地震仪照样有输出，我们称之为“地震仪的固有噪声”。一般地震仪器的固有噪声为 0.2μV(最好的仪器可达 0.1μV)。它是地震仪器(主要是前置放大器部分)各电子元件的“分子运动热噪声”所产生，这是一种不可克服的噪声。因此在入口处能量级别在 0.2μV 以下的信号是绝对不可能被现有的仪器记录下来的。我把这个叫作信号的“绝对死亡线”。

对于同一仪器来说，固有噪声的大小与前置放大器的使用增益大小有关，用大的增益时，其换算到地震仪入口处的固有噪声相应地减小。因此前放增益一般使用 48 dB，即 256 倍。假定地震仪的固有噪声为 0.2μV 的电压，那么经前置放大器放大 256 倍以后，再进入 24 位模数转换器，就变成 51.2μV。**在图 3 中我绘了一条横线，标为“死亡线”。它位于二进位的第 7 位上。因此，第 7 位以下都是“无效位”。因此，这种 23 位记录实际上满打满算，只剩了 17 位！**

在野外施工中，环境噪声的影响要比地震仪的固有噪声强大得多。

为了研究目前典型野外地震记录上“信号和噪声在模数转换过程中的相对态势”，我们首先调查实际的环境噪声情况。在 24 道小折射仪器的荧光屏上地震波振动的纵坐标有电压值的刻度，你可以直接知道地震波在仪器入口处是多少微伏(调查实际的环境噪声情况的结果可参考表 2)。

表 2 1995 年高频干扰波强度调查表

风力大小	检波器埋置情况	单检波器的电压	高频干扰主频	经前放增益放大 64 倍后	备注
无风	插在地面	2～10μV	80～300 Hz	128～540μV	
小风 2～3 级	插在地面	10～50μV	80～160 Hz	0.6～3.2 mV	
大风 4～5 级	插在地面	＞80μV	80～160 Hz	＞5 mV	
小风	插在松土堆上	120～150 μV	140～160Hz	7.6～9.6 mV	干扰特强
小风	躺倒在地面	100～150 μV	60～70 Hz	6.4～9.6 mV	频率变低
小风	埋在小树边旁	50～100 μV	150～200 Hz	3.2～6.4 mV	
小风	拖拉机离 30 m 经过时	80 μV	30～50 Hz*	不计低频	

续表

风力大小	检波器埋置情况	单检波器的电压	高频干扰主频	经前放增益放大 64 倍后	备注
小风	拖拉机离 30 m 经过时	25 μV	220～280 Hz	1.6 mV	
小风	自行车离 5 m 经过时	40～100 μV	30～40 Hz*	不计低频	
小风	自行车离 5 m 经过时	15 μV	～80 Hz	0.9 mV	
小风	埋在草地上草高 20 cm	30～45 μV	～160 Hz	1.9～2.8 mV	
小风	人在排列边轻轻走动	20～110 μV	～45 Hz*	1.2～7.0 mV	
大风	沙子吹打在检波器身上	300～1000 μV	～100 Hz	19～64 mV	特强
小风在唐官司屯	检波器埋深 0.5 m	～1 μV	由地面的 120 Hz 升为 250 Hz	～64 μV	干扰比地面小 5～10 倍
小风在徐水	检波器埋深 4 m	～1 μV	100～150 Hz 稍有升高	～64 μV	干扰比地面小 8～10 倍
小风在赛汉	检波器埋在浅井中 8～13 m	～1 μV	130～160 Hz	～64 μV	比地面好 10～20 倍
小风在塞汉	2 m 浅井中有砾石，插在砾石上	30～50 μV	150～250 Hz	1.9～3.2 mV	反而比地面还坏

图 3 淡兰色方框中的三个小图表示了野外施工中(未经前置放大前)的高频微震干扰电平，这种不同级别的微震环境噪声主要是由刮风引起，频率范围约 60～300 Hz。根据我的调查，在无风时(或平静海水中接收时)，环境噪声在 0.5～1μV 左右，二三级小风时为 2～5μV，四五级风时可达到 20～80μV，这些都是指进入地震仪入口处的电压值。在信息进入地震仪器后，都要先进行前置放大，再进模数转换器。于是如图中淡蓝色大箭头所示，图左下方的虚线框就将不同情况下的环境噪声上移到右侧淡蓝色方框的位置，即放大了 256 倍。于是刮二三级小风时的强度就变成 512～1280μV，占据了第 10～12 个二进位。当刮起四五级大风时，强度就变成 5～60 mV，占据了第 13～16 个二进位。

由图可见：在刮五级以上大风时，2 秒以后的深层反射波信号，即使常规的 20 Hz 低频，也将被淹没在噪声中而很难再恢复。刮风干扰的频率成分主要在高频端，约 60～300 Hz 范围，因此对低频反射信号的影响还不算太大，然而对高频信号却是严重的克星。所以，你想获得高分辨率的地震资料，千万别在刮风季节施工。

【注】我在试验中测得的高频噪声在 4 级风的情况下强度达仪器入口处 40～80μV。我通过调查得出：这样强度的高频噪声，在通常野外地震记录中，对来自 1 s 以下的反射，其 100 Hz 以上的高频有效信息，将完全淹没在此噪声中(按新生界盆地的大地吸收量计算)。

现在再分析一下地震信号方面的情形。

统计地震反射波信号强度时，我们采用实际野外记录经解编后打印的真振幅值，这个数值是通过模数转换后的电压值。对不同的地震仪它们解编后的真振幅值所代表的电压真值是不同的，有的仪器是用微伏为单位的整数值，有的是振幅最大值为 1.0 的分数值。我们使用一个已知强度的正弦信号输进地震仪，看它解编后的数值到底代表多少电压值，从而搞清它的含义。

图 3 中部彩色波形表示的是常规生产中多张记录统计出来的反射信号的强度范围分布，右上角浅黄色波型是代表 0.2～0.5 s 时到达反射信号的强度分布(此波形是反射振幅波峰绝对值所占的电压范围的示意性表达)。在该时段对应的浅层反射受到的大地吸收作用很小，所以信号比较强。浅黄色小图示意性地表示了浅层反射信号(绝对值)的波形，顶部超过 8 V 电压部分溢出被切成平头，此时 24 位 A/D 中数字记录到了顶，充分利用了仪器的动态范围。

0.3 s 浅层反射原始记录上的主频约 50 Hz 左右，那么它的高频成分强度是多少呢？我们可以做理论推算如下：按照对大地吸收的经验数据，在我国东部的盆地内，陆上 0.3 s 反射信息的大地吸收衰减指数约为 $G=-0.25$ dB/Hz。于是对于 350 Hz 的高频信息而言，它比主频 50 Hz 高 300 Hz，衰减后其强度应该为 $300\times0.25=-75$ dB，所以 350 Hz 高频信号成分的强度应下移在 −75 dB 处，即电压值 700μV 之处。同理，我们用粗线绘出 80 Hz、160 Hz、直到 350 Hz 的一条竖线(橘黄色向下延伸的箭头表示 0.3 秒到达的反射信号的高频信号被大地吸收衰减后，它的电压强度大致所占的二进位位置)。由于在浅层大地吸收量很小，400 Hz 的反射信息其强度也还在绝对死亡线之上。所以在风很小的环境中施工，在 0.3 s 左右能够获得包含有最高频率能达 400 Hz 左右的高频信息的记录。这是不稀奇的，只要你的采样率小于 0.5 毫秒。

第二纵列粉红色波形是 1 s 到达的反射波的情况。通过对不同地区的反射波振幅统计，表明此时在模数转换器中的电压值约为 30～300 mV。原始主频大约为 30 Hz，此时的大地吸收衰减指数为 $G=-0.5$ dB/Hz。旁边粗竖线(红色向下延伸的箭头)标明了 80～160 Hz 的高频分量的能量级别在坐标中的位置，可见 160 Hz 的高频分量(能量在 260μV 左右)，已经接近死亡线了，所以在风和日丽的情况下才有可能获得 160 Hz 的信息，大风时可能最高只能获得 80 Hz 左右的高频信息。

第三纵列绿色波形是 2 s 到达的反射波情况。此时在近炮检距处反射波峰电压值约 30 mV，而远炮检距处仅 3 mV 左右。这时段的反射波原始主频一般在 20 Hz 左右，大地吸收衰减为 $G=-0.7$ dB/Hz (深绿色向下延伸的箭头表示 2 s 到达的反射信号的高频信号大致所占的二进位位置)。因此其 80 Hz 与 160 Hz 的高频成分强度的上界分别为 120μV 及 0.5μV 左右，我绘了深蓝色及深紫色的两幅示意波形图。**显然，此时大于 100 Hz 的信号成分已经在死亡线(51μV)之下，不可能被记录下来。而 160 Hz 的反射信息已经被深深地沉没在噪声内。这便是 2 s 附近的分辨率难以得到改善的根本原因。**

两条出路：

(1) 降低微震水平。这是最重要的措施。

(2) 高频提升，解决微弱信号的可记录性。显然，大地吸收衰减是无情的，而且是无法避免的。所以，对陆上施工的解决办法是“高频提升”。就是像图中蓝色及紫色及的两张小图把 80 Hz 及 160 Hz 高频信号，通过两个红色箭头从死亡线下拉上来。

作为鲜明的对比，我在图 3 的最左边绘出了海上施工的情况。由于海水是对地震波基本不吸收的介质，所以从海底算起，0.3 s 的反射它的大地吸收衰减系数为 $G=-0.12$ dB/Hz，原始反射主频为 50 Hz。于是也可以算出其高频成分的能量分布情况，如深蓝色粗线箭头所示。图中可见，其高频到 800 Hz 尚处于绝对死亡线之上。所以，例如在深海海底 T_0 为 1.2 s 的地方接收地震波时，反射 $T_0=1.5$ s 处，只要风平浪静的海况下，完全可以轻易接收到 600～800 Hz 的高频信号，主频达到 350 Hz 是完全可能的。这是大自然的恩施，而对陆上施工的人来说，却是可望而不可即的。

所以，海上施工往往容易得到高分辨率勘探资料，而陆上就不那么容易了。

本文的讨论首次对地震勘探的信号与噪声在野外记录中的“敌我态势”做出了初步分析。这张示意性的态势图给出了目前如何获得高分辨率地震资料的瓶颈问题。我们根据态势图来分析一下目前 Δ-Σ24 位 A/D 地震仪对高分辨率勘探的作用，从态势图，我们可以看出这种仪器对提高浅层的分辨率很有价值，但它对 2 s 及以下的反射波作用不大。

采用可控震源施工时，每张记录信号的能量很弱，信号与噪声的相对态势稍有变化。在 2004 年 SEG 第 73 届年会上，Peter Crisi 宣读了一篇关于“刮大风对施工的影响”的文章。图 4 即为从该篇文章中选取的两张图。这是采用可控震源施工的情况，输入反射能量较井炮弱得多。因此他们在模数转换时采用最大输入电压为 566 mV(带有 12 dB，即 4 倍的前放增益)。

How Much Wind is Enough? ——SEG-73届年会 2004年

*Peter A. Crisi, * Saudi Aramco, and Timothy J. Perrin, WesternGeco*

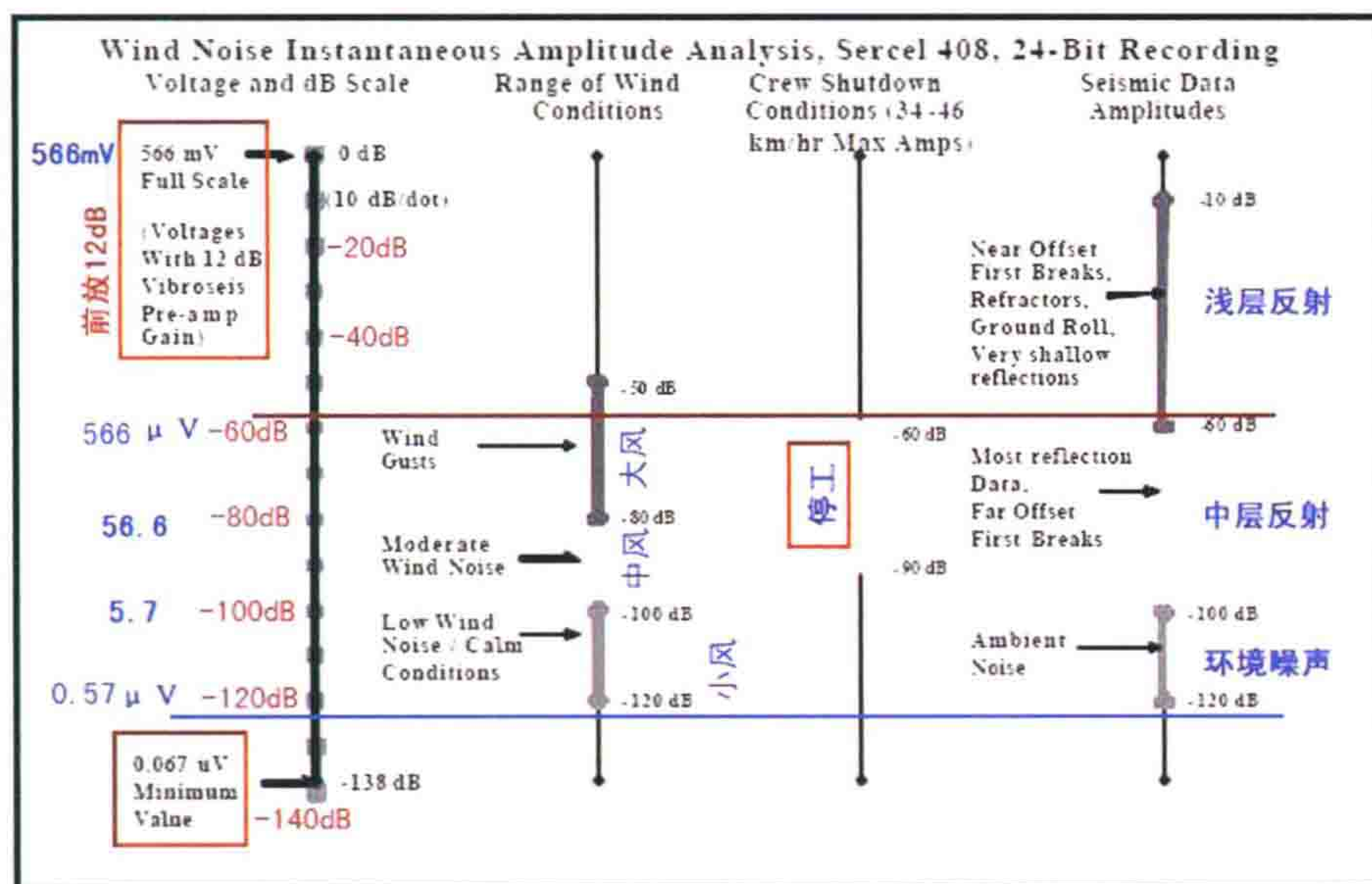


图 4(a) 采用可控震源施工时，每张记录信号的能量很弱，信号与噪声的相对态势稍有变化

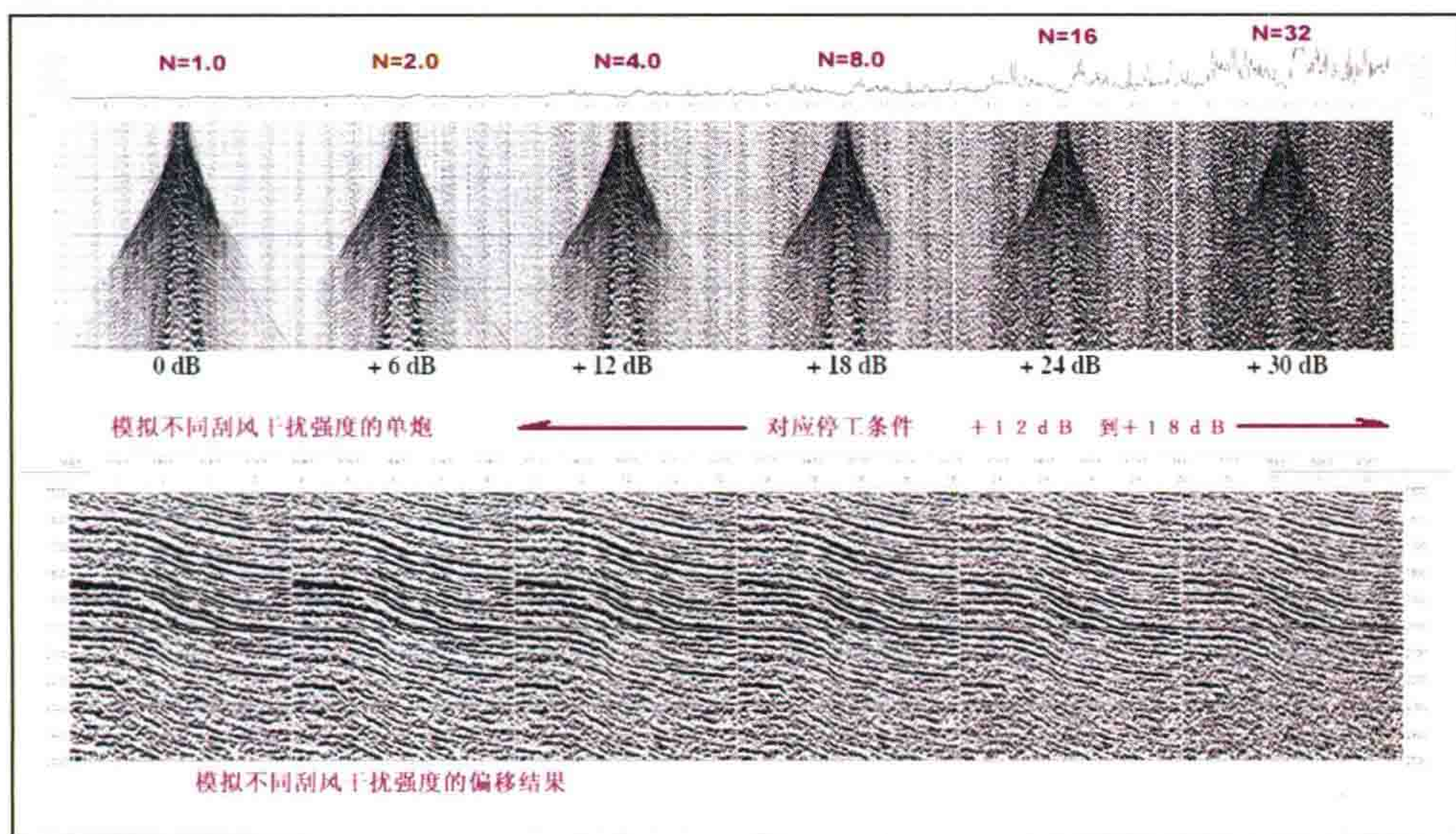


图 4(b) 模拟不同刮风干扰强度的单炮记录和偏移结果

从图 4(a)中我们可以看到，由于刮大风造成停工的数据与我们的图 3 的估计基本相当。对于刮风引起的干扰的强度也和我们估计得差不多，刮小风时输入电压(图上电压值经过 12 分贝的前置放大，故应除以 4)大致在 1～2μV 左右，刮大风时 10～100μV 左右。

遗憾的是他们还没有从频率的范围来讨论问题。

四、野外高频信号的可记录性

我们的地震反射信号由于强烈的大地吸收作用，高频信号比低频信号弱几百几千倍。“可记录性”的概念是指高低频率同时到达时，最弱的高频信号多大才能被野外数字地震仪器所记录下来。

关于高频信号的可记录性，我在《走向精确勘探的道路》一书中第 4 章有一段论述。我从两个方面来论证。首先，最弱的高频信号至少需要用 4 个二进位来记录才能保证它的波形准确性。其次，在室内地震

资料处理中，反褶积的白噪系数最小为千分之一，这两点决定了高频信号的“可记录性”（或称“高频信号的可恢复性”），它大致为－60 分贝，即 1000 倍左右。当然，这是一个定性的概念，也可能通过努力，可以达到－70 分贝，但是不会差得太多了。

因此，我认为－60 分贝大致就是可恢复性的最现实的估计。

五、把高频信号提前放大是重要的措施

为了解决高频信号的可记录性及可恢复性，把高频信号提前放大是重要的措施。

从上面讨论的地震信号与噪声的态势图中可以看出：大地吸收对高频信号的衰减显然是无情的，而且是无法避免的。所以，对陆上施工的解决办法是“高频提升”。就是像图中蓝色及紫色的两张小图把 80 Hz 及 160 Hz 高频信号从死亡线下拉上来。

于是把高频信号提前适当加以放大是很重要的措施。

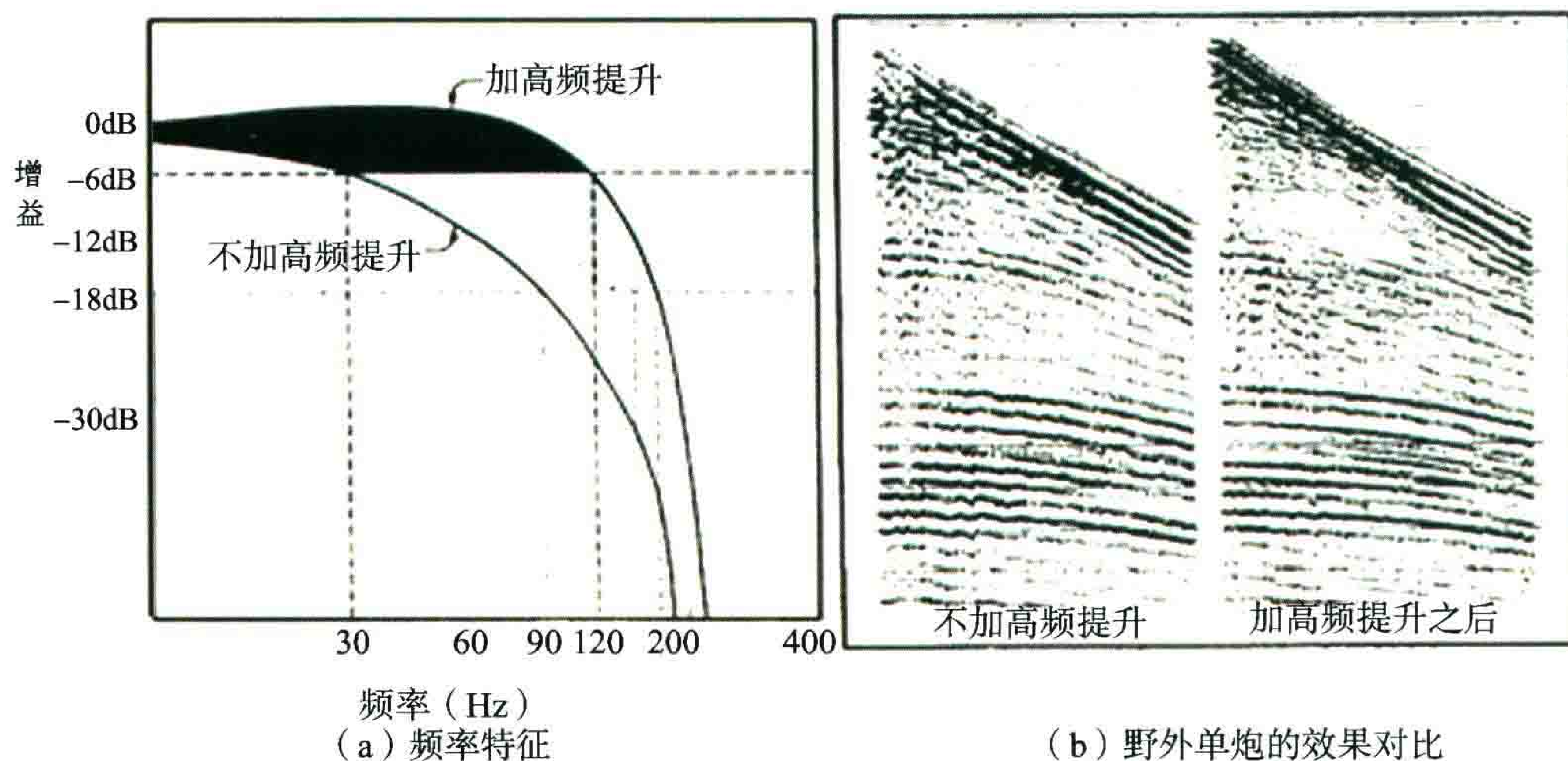


图 5 I/O 公司的地震仪器中采用了一种频谱整形滤波 Spectrum Shaping Filter (SSF)高频提升线路

这在先进的地震仪中已经部分采用了，例如 I/O 公司的地震仪器中采用了一种频谱整形滤波 Spectrum Shaping Filter (SSF)高频提升线路，见图 5。然而这种高频提升线路的提升作用太小了，它与采用一个“涡流检波器”的作用大致相当，他只能以 6 dB/Oct 抬高高频信号。

实际上高频提升的办法还很多，例如使用涡流检波器或压电检波器、加速度检波器等，它们大都以 6 dB/Oct抬高高频信号。而 6dB 就是一倍的意思，因此，所谓 6 dB/Oct 就是频率增加一倍，强度也增加一倍。

高频提升的办法在激发方式方面，也可以采用小药量以扩展高频分量，在可控震源方面可以采用非线性扫描，也可以起到更好的作用。

当然，这些措施都同时放大了噪声，所以首先要设法降低微震水平。

六、高频提升的最好方式是提高低截滤波的截频

我认为高频提升的最好方式是提高低截滤波的截频，令 $F_1=120$ Hz（小陡度 12 dB/Oct），这是一味猛药。1994 年我们在内蒙古做高分辨率试验中，取得良好的效果。

因为它是 12 dB/Oct，比 I/O 公司的（SSF）高频提升线路 6 dB/Oct 高明得多！从 10 Hz 到 160 Hz，4 个倍频程中可以提升 48 分贝，比（SSF）高明 10 多倍。

为了证明低截滤波的截频 $F_1=120$ Hz 的有效性，我们做了一个理论论证。

图 6 是不同频率的经过地层吸收，随 T_0 反射时而衰减的正弦波波形，由下而上分别是 10 Hz，20 Hz，30 Hz…… 直到 200 Hz。横坐标是反射 T_0 时，假设衰减规律为 $T_0=1$ 秒处，吸收系数为 $G=-0.5$ dB/Hz，而最上面的一条曲线便是所有正弦曲线的相加总和。

这个衰减规律不算很严重，因为实际大地的衰减系数是时变的，浅层接收得厉害。我们这个例子是不分深浅，统一用同一个衰减系数 G。因此，此例大致相当于我们东部新生代盆地 1 秒反射的被吸收情况。

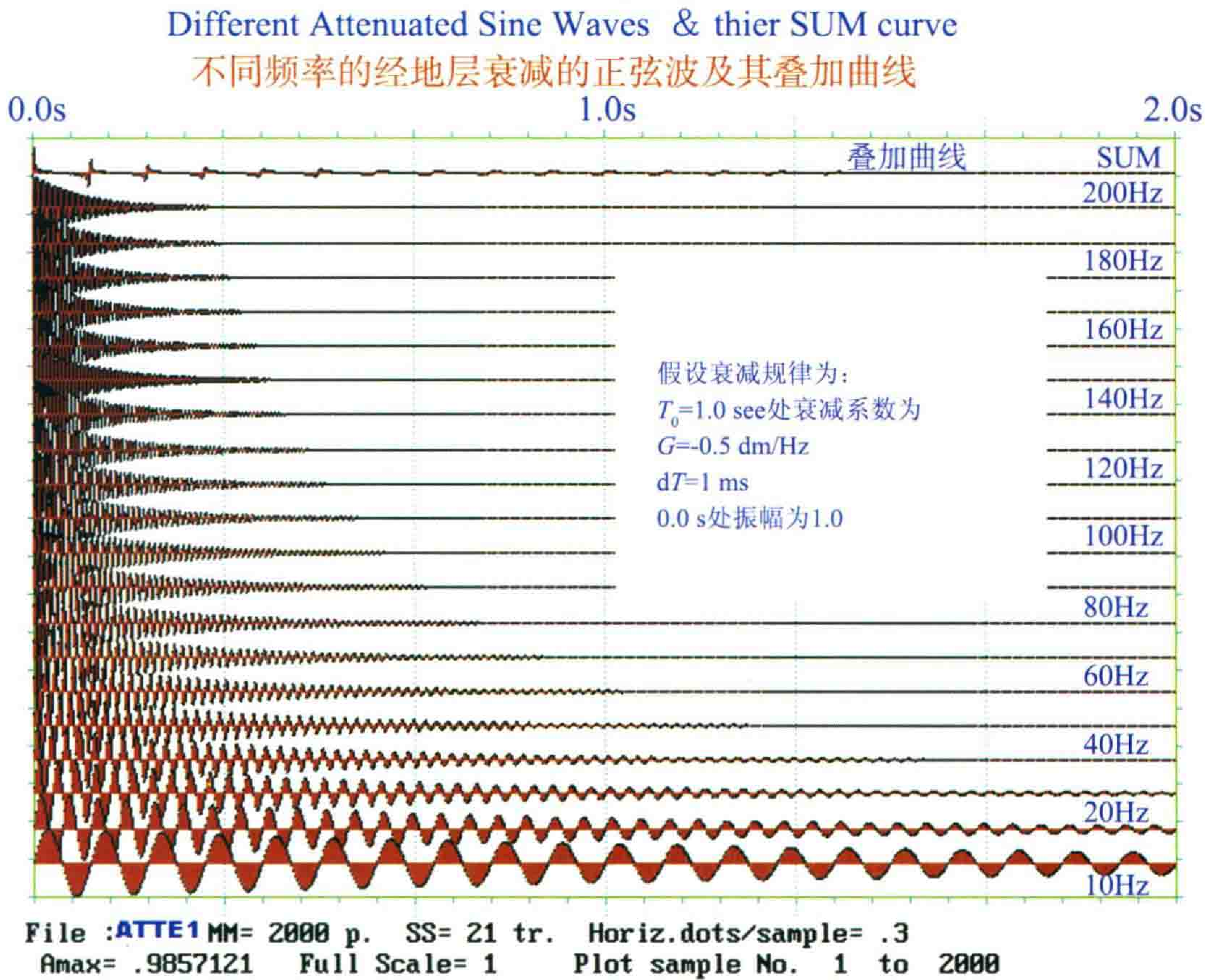


图 6 不同频率的经过地层吸收，随 T_0 衰减的正弦波波形，
由下而上分别是 10 Hz，20 Hz，30 Hz……直到 200 Hz

图 7 是各频率衰减正弦波曲线及总和曲线采用对数纵坐标的显示方式。它是用每条曲线的波峰振幅取对数值，相连，且化为分贝纵坐标而成的。

按仪器制造商所说，瞬时动态范围为 100～120 dB，则在 1.0 s 处，可以被记录下来的高频信号最高也不会超过 200～240 Hz。

我们仍采用－60 dB 为高低频信息能被记录下来的“死亡线”，于是可见在 1.0 s 处的交点(死亡频率)是 120 Hz，见图 7。

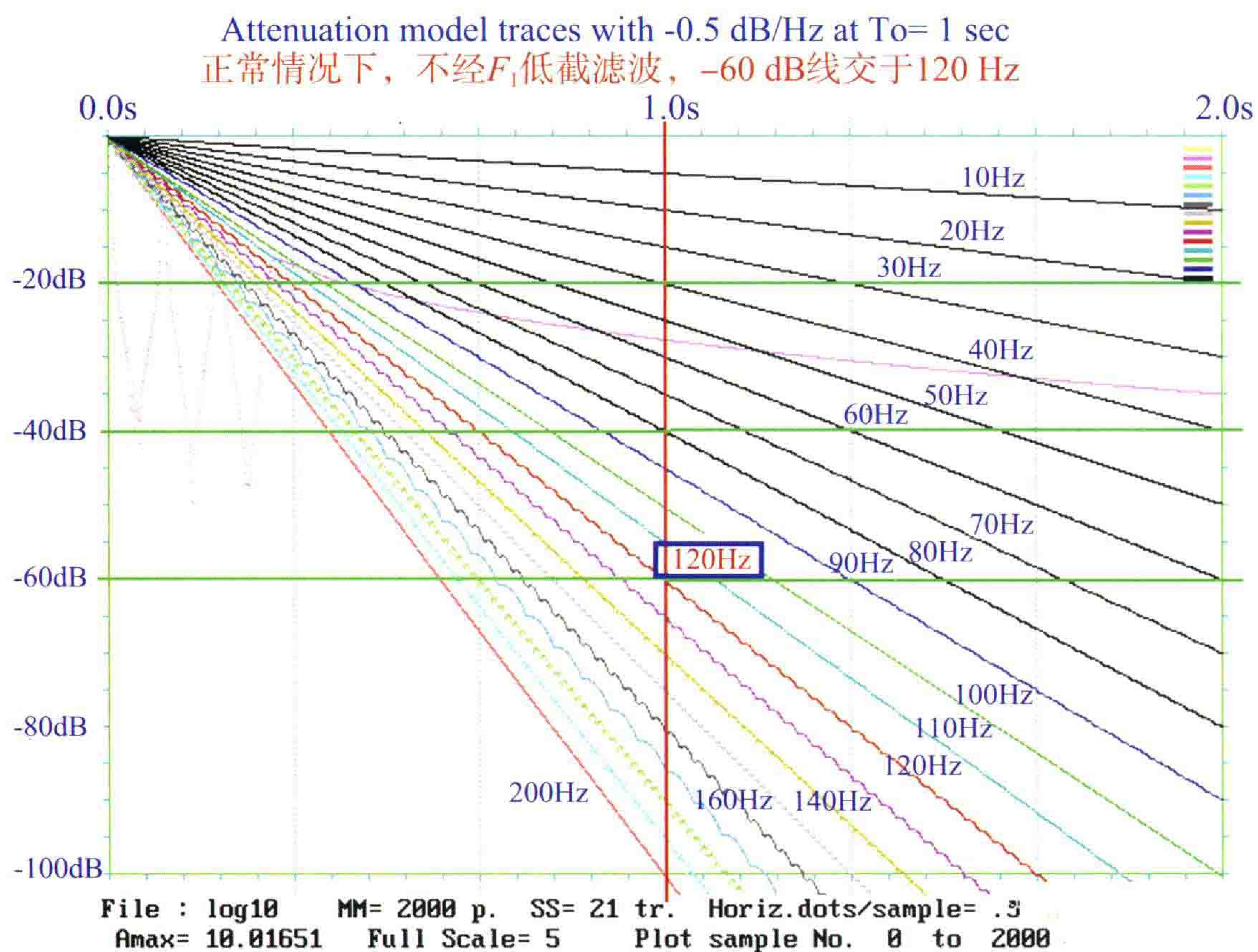


图 7 各频率正弦波衰减曲线采用对数纵坐标的显示方式

现在我们用一个低截滤波的截频 $F_1 = 120$ Hz(小陡度 12 dB/Oct)，它的频谱见图 8。

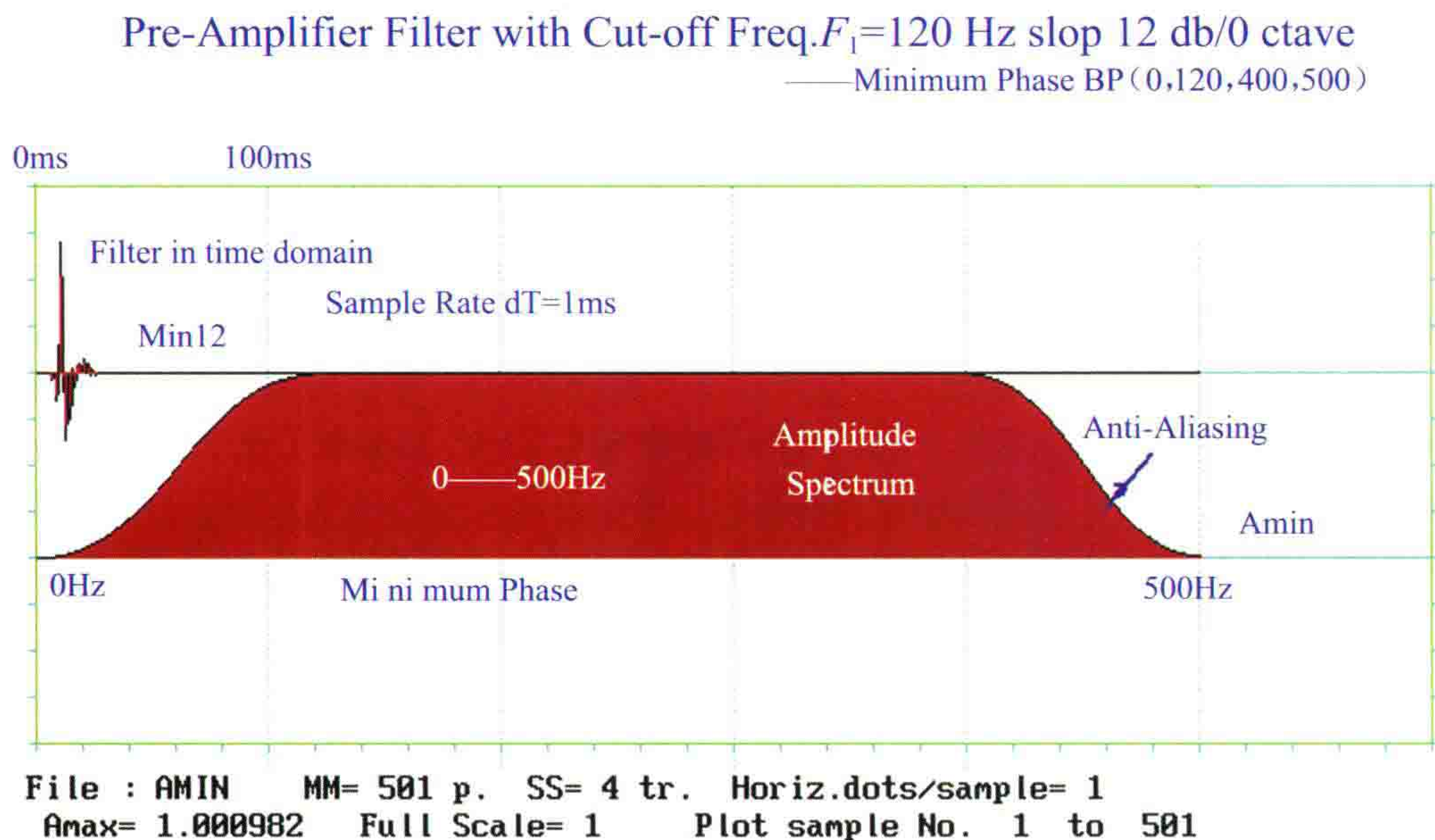


图 8 低截滤波的截频 $F_1 = 120$ Hz(小陡度 12 dB/Oct)的频谱及波形

上面图 6 的所有曲线经过低截滤波后，变成图 9，由此图可见，低频 10～40 Hz 的曲线已经强烈衰减，而中高频 80～130 Hz 的增幅大大增强了。

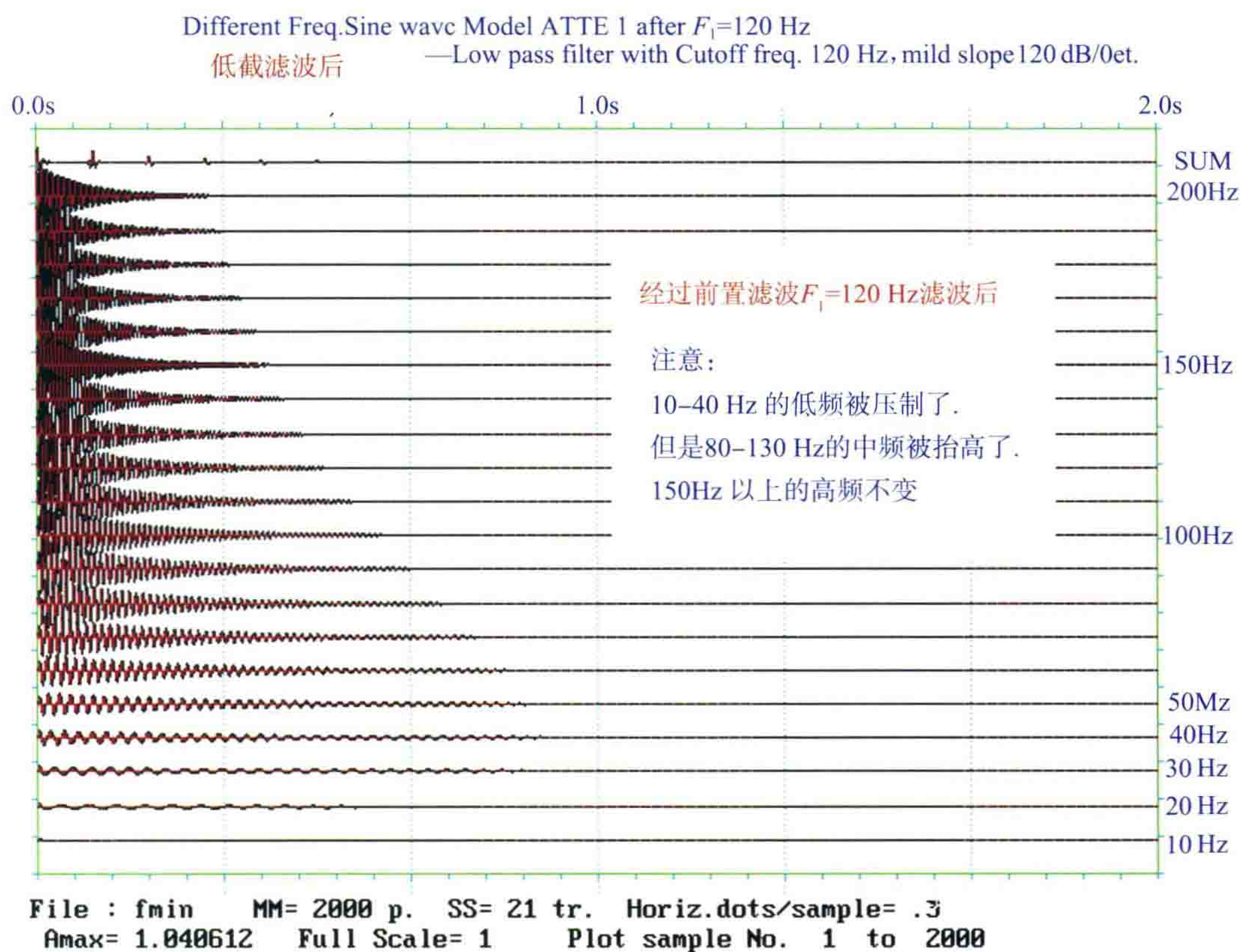


图 9 图 6 的所有曲线经过低截滤波后的结果。

图 10 是图 9 的局部放大显示，可以更清楚地看到 0.1～0.4 s 间，中高频信号被放大的情况。

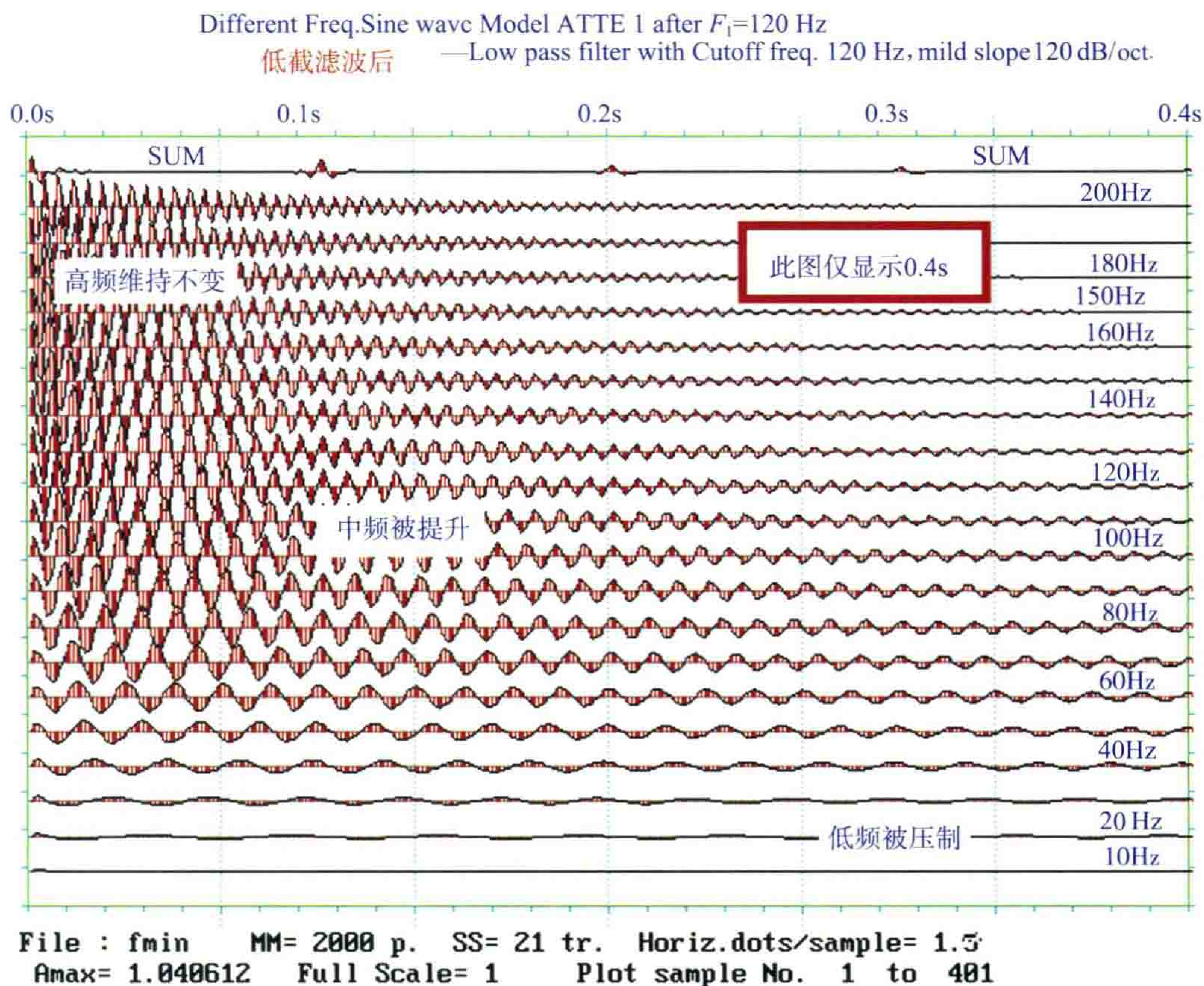


图 10 图 9 的局部放大显示

图 11 是所有曲线经过低截滤波后的对数纵坐标显示，此时采用增益放大 10 倍(+20 dB)。在 0 dB 基线下移 20 dB 之后，由图可见，−60 dB 线的交点变为 160 Hz，“死亡门槛”比低截滤波以前提高了 40 Hz。

当然这种情况是要以牺牲 0.5 s 以前的局部近道强信号为代价的，然而它的确对 1 s 以后的高频信号的可记录性起到了相当的“提升作用”。

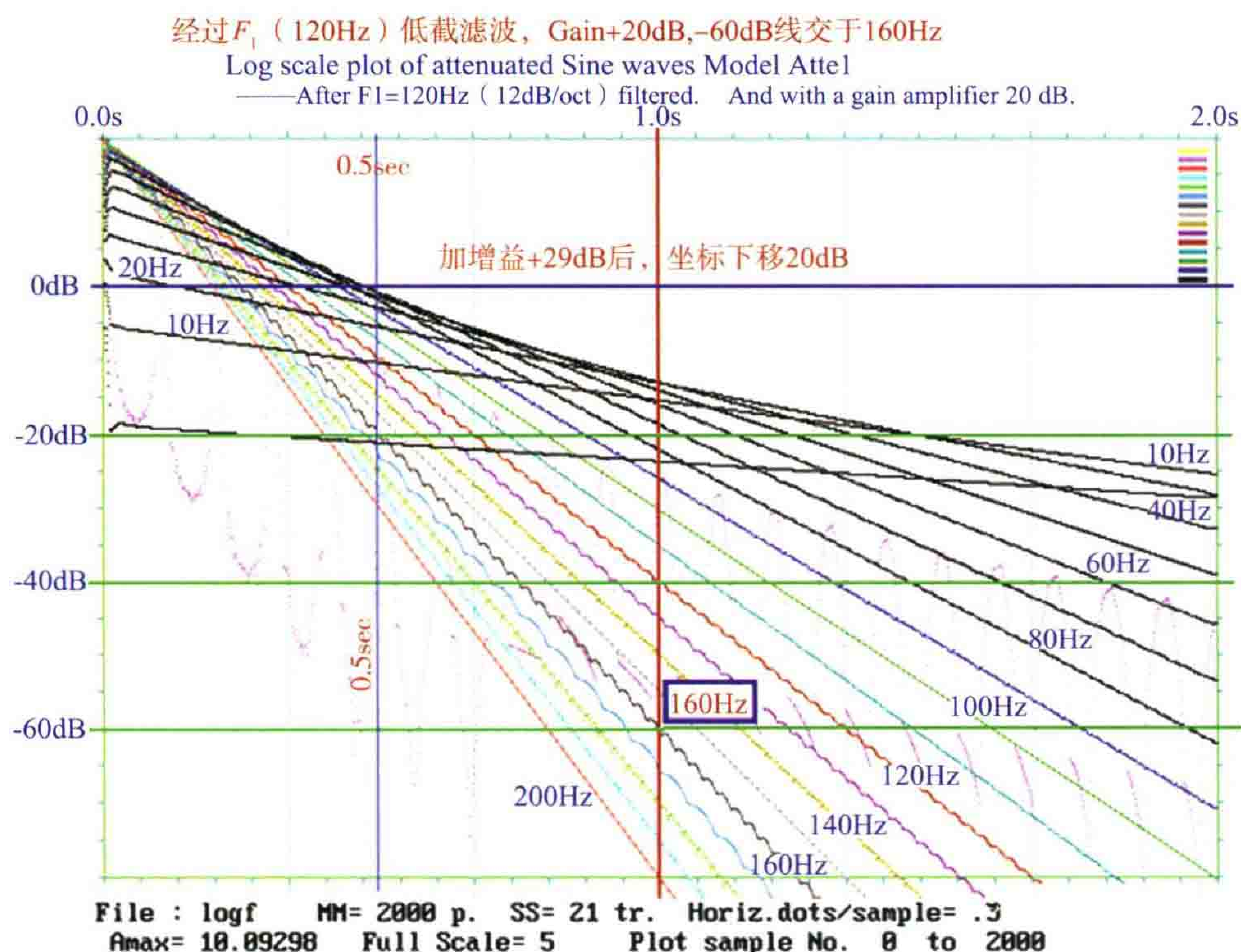


图 11 所有曲线经过低截滤波后的对数纵坐标分贝数显示(加前放增益+20 dB)

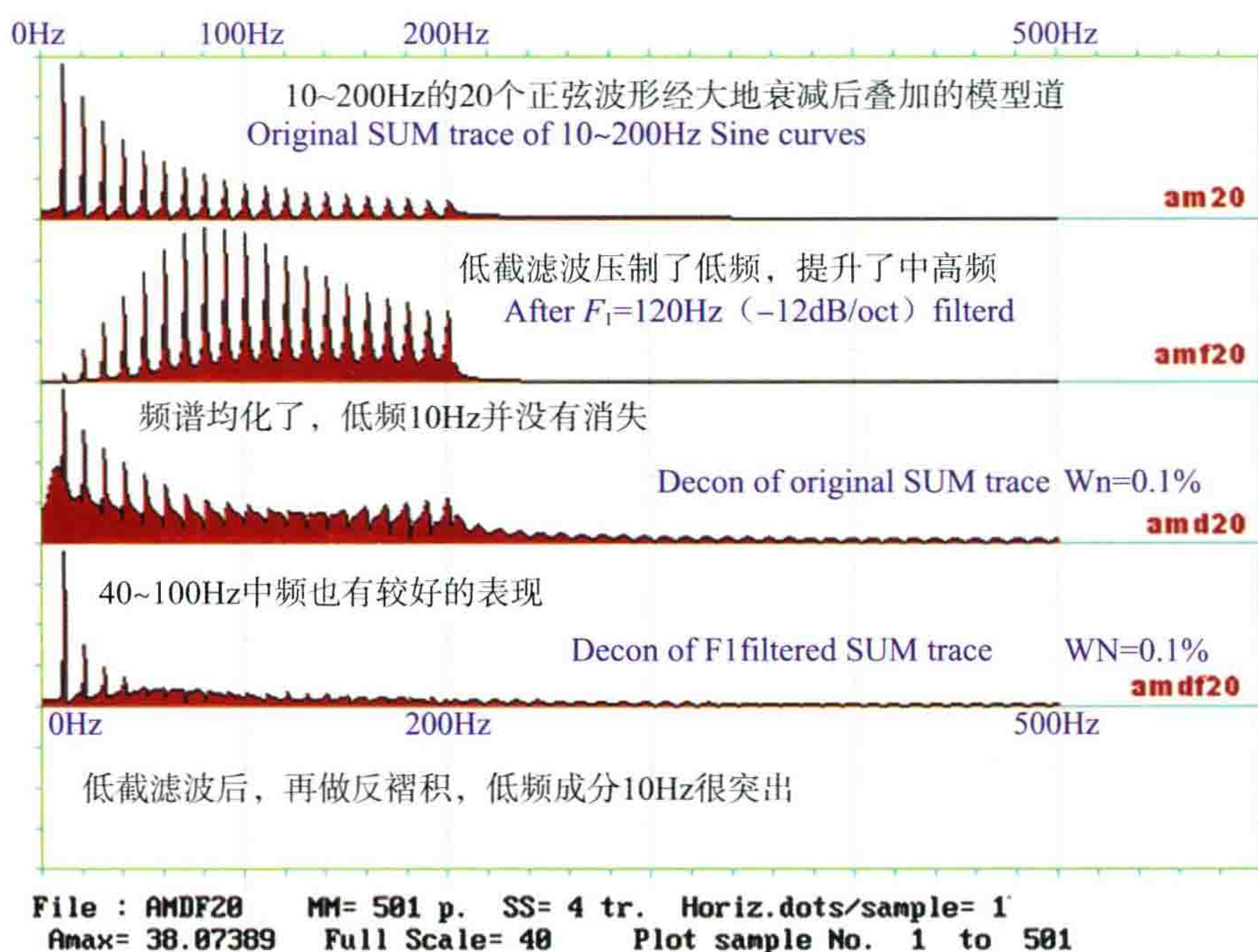


图 12 整个过程的叠加总和道的频谱的变化情况

图 12 是整个过程的叠加总和道的频谱的变化情况。

最上面的曲线是原始的未经低截滤波的波形的振幅谱，它的衰减是很明显的。

第二条曲线是经过低截滤波后的情况，显然中高频抬高了。

可以看出：在未用低截滤波之前，10～200 Hz 信号是迅速衰减的，而采用了低截滤波之后，10～200 Hz 信号的频谱有了明显的改善，100 Hz 附近的信号得到较好的提升，如图中第 2 条曲线。

所以人们对截频的理解目前往往是错误的。有人责问我说：你采用了低截滤波的截频是 F1＝120 Hz，是不是你不想要低频了？其实低频在小陡度(12 dB/Oct)的情况下，它并没有被压死！

第三条曲线是未经低截滤波的总和道，经过一次反褶积的结果，频谱均化了，低频 10 Hz 并没有消失，相反，还很强。

最后，第四条曲线是经过低截滤波后，再做反褶积的结果。可见 10 Hz 信号很突出，此外，中高频有明显抬高的现象(此图由于 10 Hz 能量太强，显示时把中高频增幅压低了)。

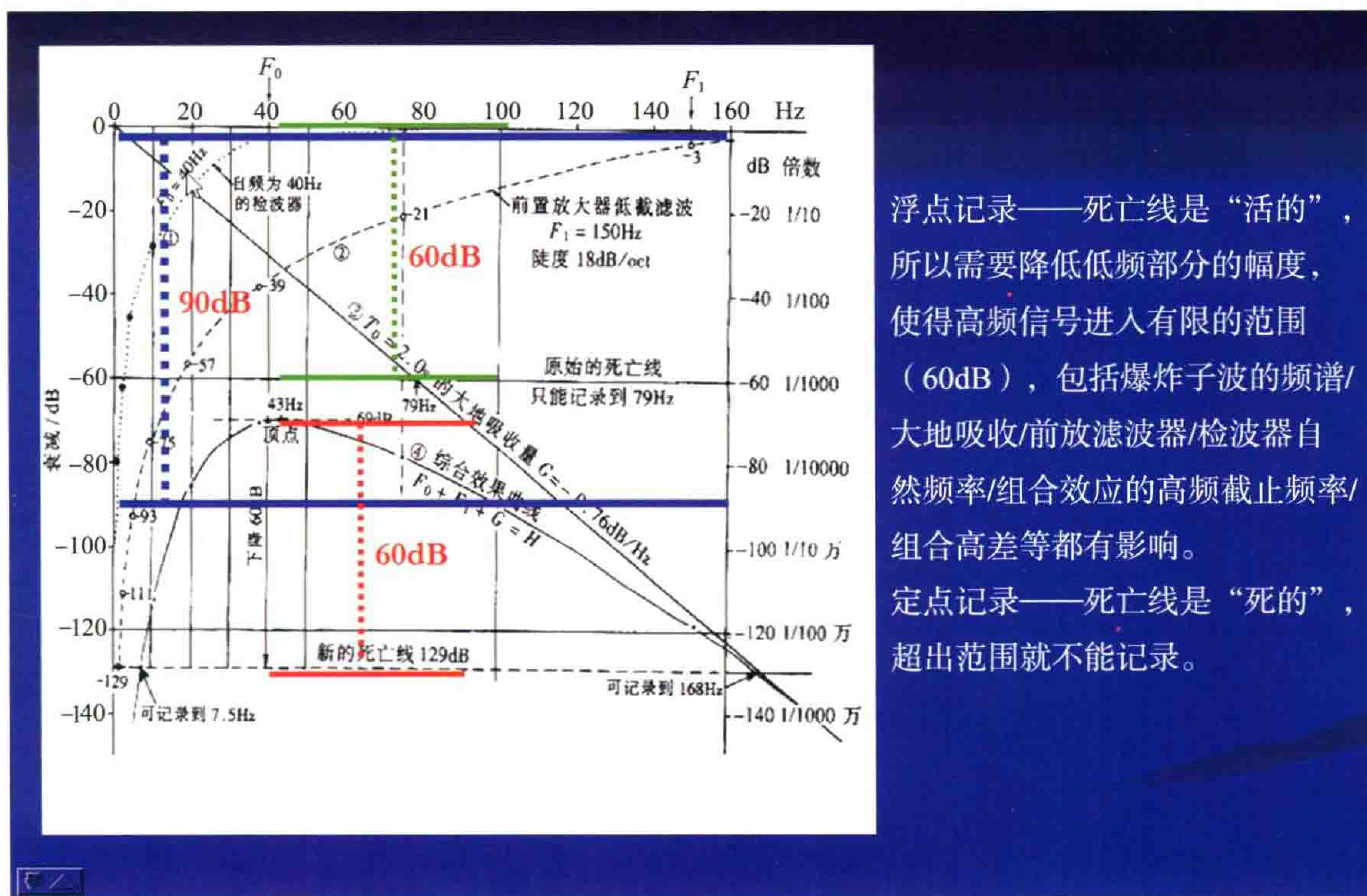


图 13　采用低截滤波时对截频及陡度的论证分析

具体采用多少低截滤波截频及陡度，是需要做理论分析的。

图 13 是我的学生魏继东所做的采用低截滤波截频 F1＝150 Hz，陡度－18 dB/Oct 情况下，对 2.0 s 反射(吸收系数 G＝－0.76 dB/Hz)的综合分析。由图可见，如果不用低截滤波，－60 dB 死亡线(绿线所示)交点在 79 Hz。而采用低截滤波后，分贝数相加，④＝①＋②＋③，综合曲线下移到红线位置，变成一条弯曲的线，其顶点在 43 Hz，我们只需增加一级 60 dB 的放大增益，于是新的死亡线可记录到的频率范围扩大到 7.5～168 Hz!

如果想进一步改善低频的可记录性，还可以在低截滤波的 RC 滤波线路中增加一个“漏电电阻”，就可以保证 3～5 Hz 的低频也能记录下来。请看我《走向精确勘探的道路》一书中第 55 页。

七、实践的效果

再来看实践中的效果：

1994 年我们在内蒙古赛汉塔拉做了提高前置放大器的低截频率到 120 Hz 的试验。对赛汉塔拉两种前置放大器并联输入记录的分频扫描进行对比。

国产 SK－4 地震仪采集站中有六个地震道，我们在同一个 SK－4 地震仪采集站中，改了其中三个道，它们采用两级 RC 线路组成低截滤波 F_1＝120 dB/Oct，并在其后增加了一个 40 dB 的放大增益，于是相邻两个地震道用同一个地震信号并联输入，就可以严格对比了。

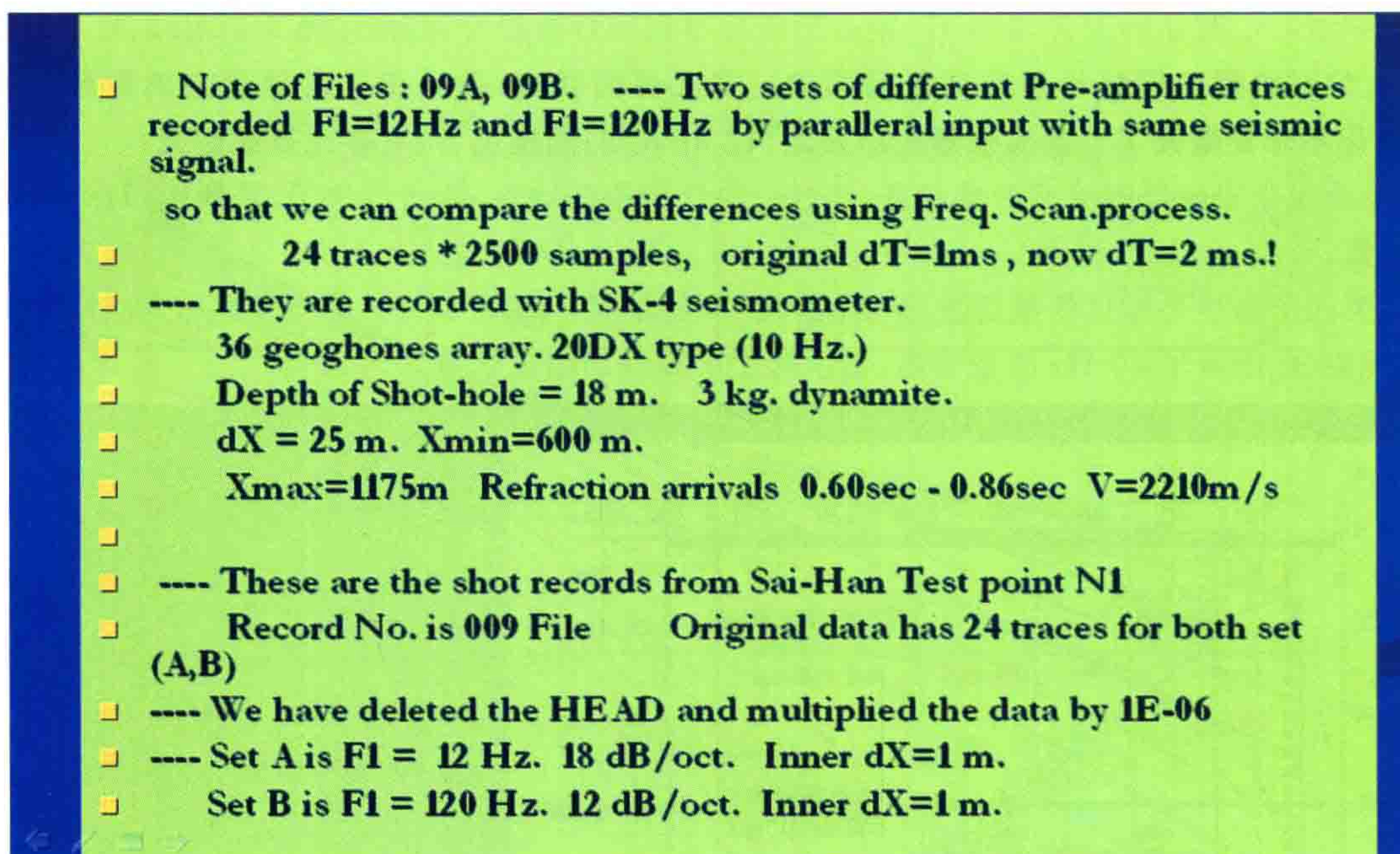


图 14(a) 赛汉塔拉两种前置放大器并联输入记录的参数

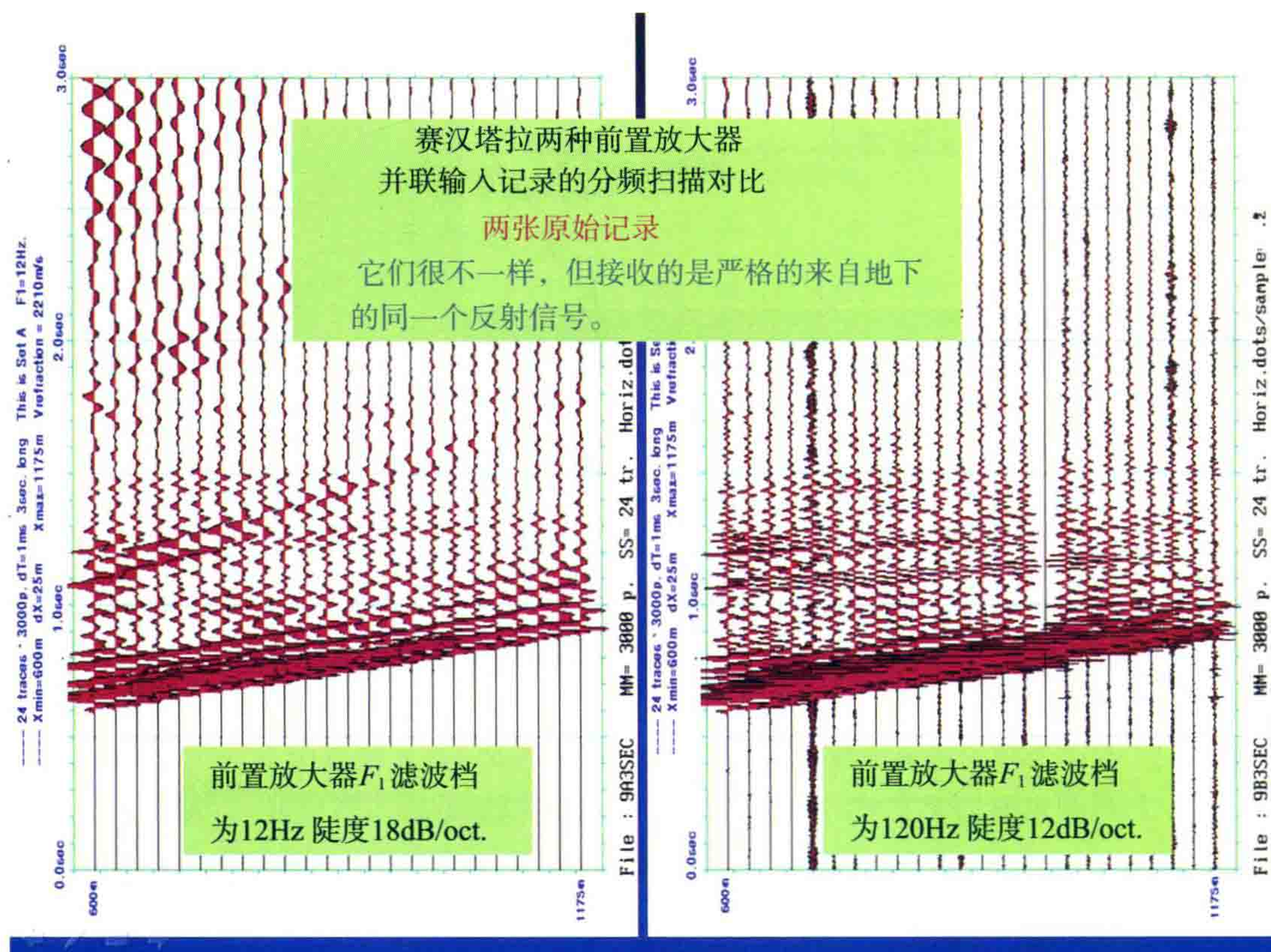


图 14(b) 赛汉塔拉两种前置放大器并联输入记录

注意：这两种记录是采用在同一个 SK-4 地震仪采集站中的两个地震道用同一个地震信号并联输入，到达两个具有不同 F_1 频档的前置放大器而获得的严格的 F_1 对比记录。

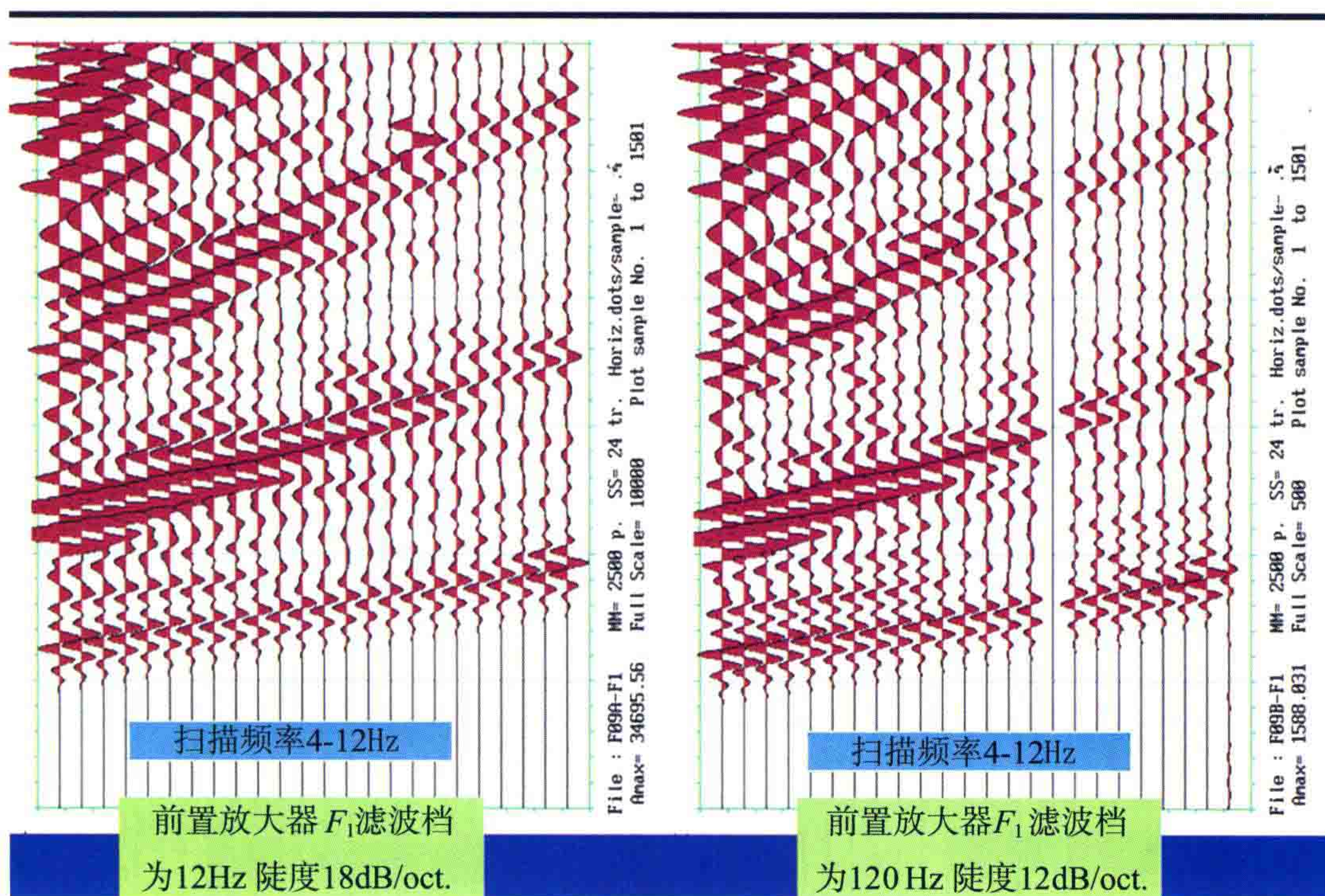


图 14(c)　赛汉塔拉两种前置放大器并联输入记录的分频扫描对比(4～12 Hz)

在扫描频率 4～12 Hz 低频档上，分频扫描的结果信号几乎完全一样(注：F_1＝120 Hz 档记录上有一道不工作)。

这说明了前置放大器 F_1 滤波档 F_1＝120 Hz，陡度 12 dB /oct，并没有把低频完全压死，低频信号仍旧可以恢复。

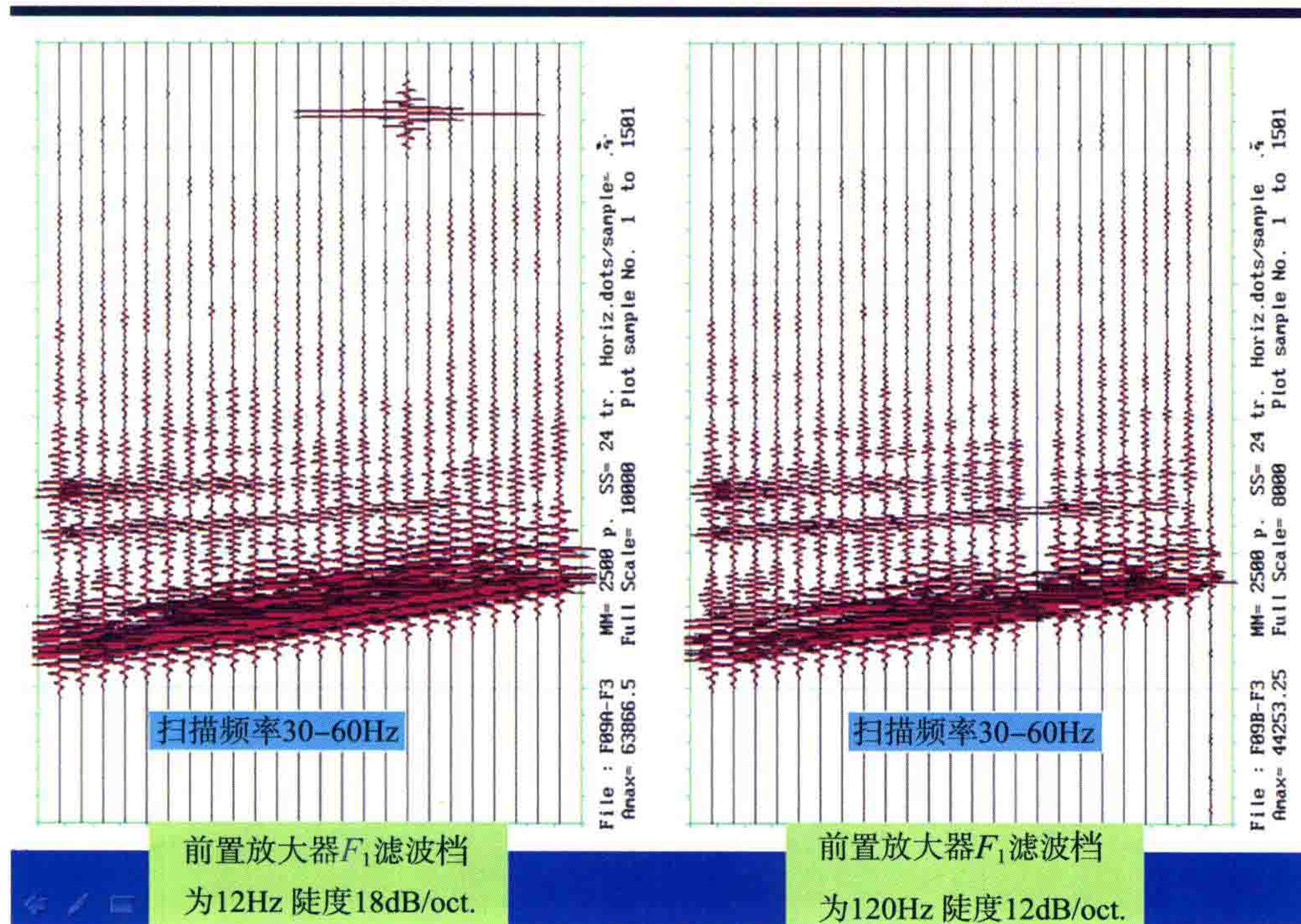


图 14(d)　赛汉塔拉两种前置放大器并联输入记录的分频扫描对比(30～60 Hz)

在扫描频率 30～60 Hz 及 60～100 Hz 高频档上，前置放大器滤波档 F_1＝120 Hz 的分频扫描结果，其信号优于普通 F_1＝12 Hz 滤波档。

我认为"分频扫描"是鉴别记录好坏的唯一标准。

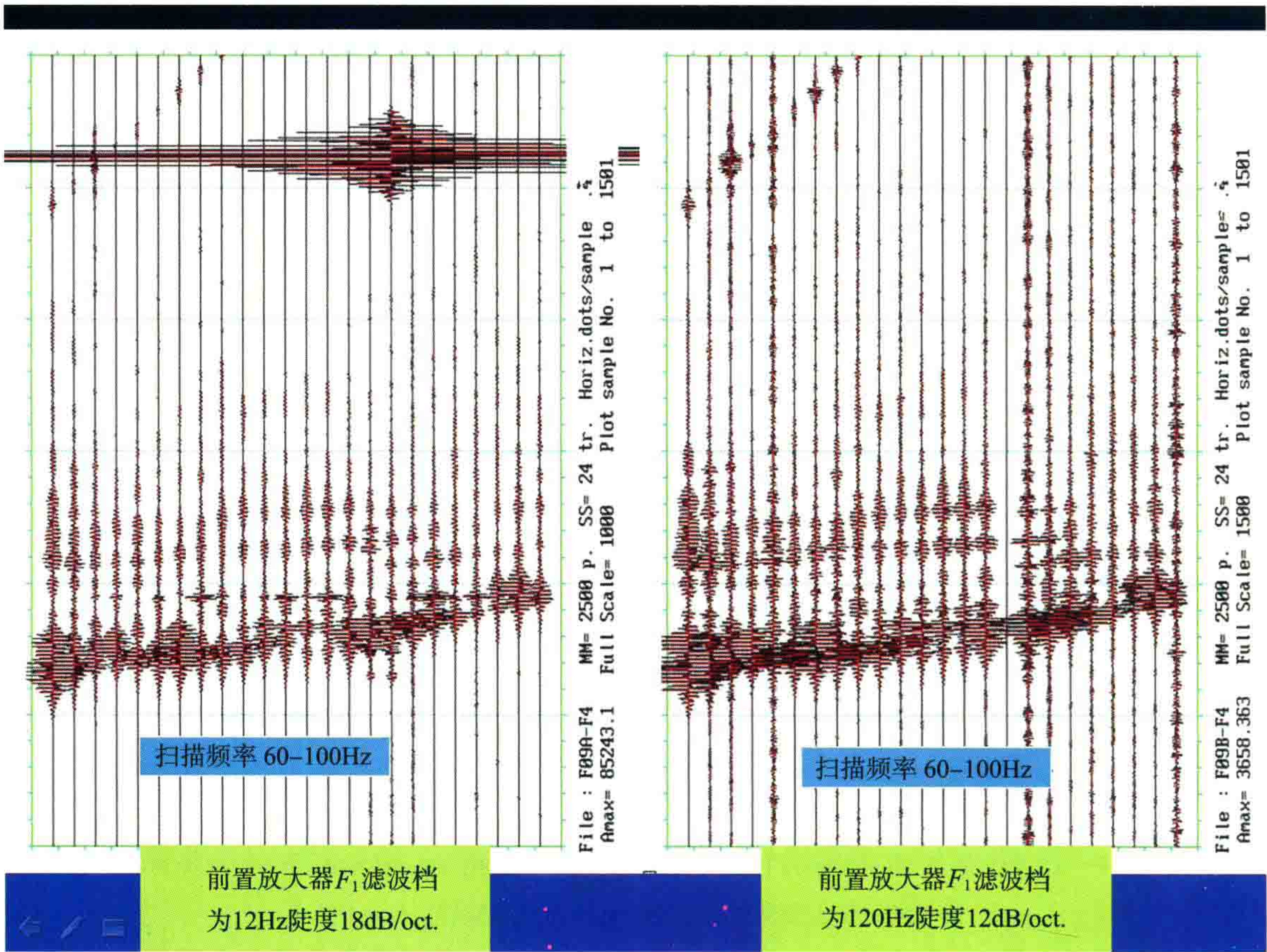


图 14(e) 赛汉塔拉两种前置放大器并联输入记录的分频扫描对比(60～100 Hz)

内蒙古赛汉塔拉的高分辨率地震试验取得了成功，在 1 s 附近获得了主频为 100 Hz 的地震剖面，见图 14(f)。

当然，光靠仪器 F_1 的改进还是远远不够的，野外施工中降低高频微震干扰及小面积组合是我们重要的措施。同时，因为内蒙古地区是白垩系沉积盆地，大地吸收较少，1 s 的吸收系数仅为 G=－0.36 dB/Hz，所以取得了成功。

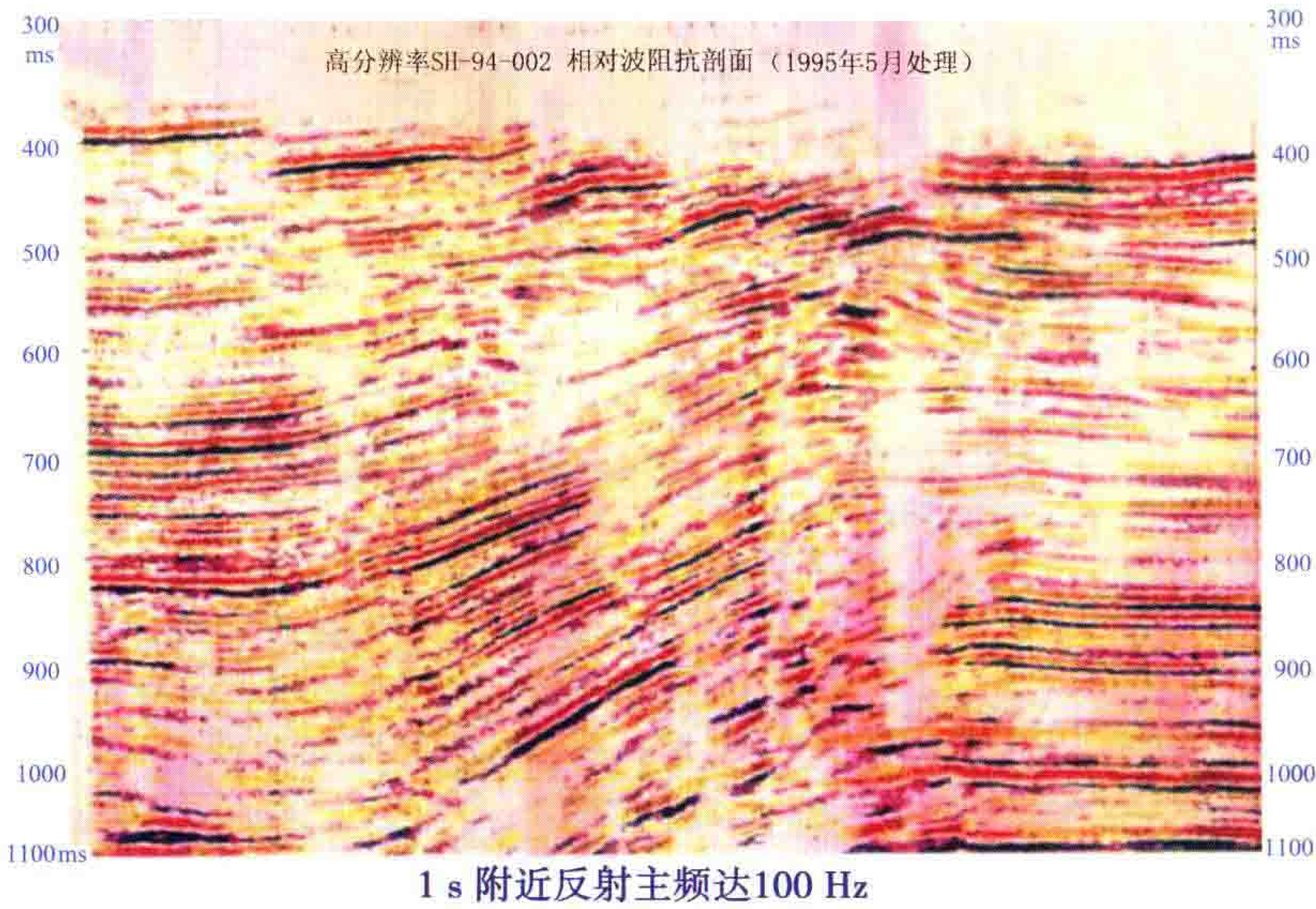


图 14(f) 内蒙古赛汉塔拉的高分辨率地震试验剖面

这进一步说明了野外记录时，提升高频还是有着很重要的意义。

因此，高频提升的最好方式是提高低截滤波的截频，令 F_1＝120 Hz(小陡度 12 dB/Oct)。然而仪器制

造商可能不敢这样做，他们在当今的地震仪器中已经取消了高低截滤波，原因是他们以为数字地震仪器已经相当好，不需要再增加模拟的 F_1 及 F_2 电路，并且还认为模拟电路有“相位变化”。其实他们不知道，室内反褶积完全可以纠正这种“相位变化”。

以上是讨论“可记录性的概念”，当然这还要考虑信噪比谱！信噪比谱不好时，抬高高频是没有用的。所以降低野外高频微震水平还是最重要的，因此，我认为：提高分辨率的各种措施中，严格野外施工比高明的地震仪器更为重要！

System 地震仪的频谱整形滤波器实际上对高频提升量还是太小。它可以由用户规定起始抬升频率(分为 10，20，30 Hz 三档)及终了频率(2，3，4 个倍频程三档)。但是在这个区间内，只能以 6dB/oct 的斜率固定地增长，于是 4 个倍频程最多只能放大 24 dB。因此它的作用大致与一个涡流检波器相当，所以我的想法是它解决不了多大的问题。

一般来说，采用了 24 位模数转换器，“瞬时动态范围”的问题就大致解决了，但是实际上还差一点。因为目前的 24 位模数转换器是一种定点的 24 位记录方式，浅层强波进来的时候，动态范围能够充分利用。可是两三秒以后，输入振幅减少到 1 mv 以下，瞬时动态范围便又不足 60 dB 了！

所以，今后如何根本解决高频信号的可记录性这样一个课题仍旧遗留在仪器设计人员的面前，除非人们能够生产出浮点记录的 24 位模数转换器，问题才能算解决。

我对今后解决高频信号的可记录性的办法有两种设想(图 15)。

第一种设想是对高低频反射信号进行分频录制，分频处理的方法，见图 15(a)。经前放之后分为两路，用高、低通滤波将 60 Hz 上下频段分开(让它们在 60 Hz 频率上有所衔接)。高通输出后再加一节“后置放大”，放大后进行瞬时浮点增益的模数转换，仍用 14 位二进制数加浮点增益记在第二盘带上，低频部分就不再放大，直接进行瞬时浮点增益的模数转换(IFP A/D)记在第一盘带上。两盘带分别进行处理，并且可以用低频剖面作为处理的引导，最终将高低频反射信号进行相加。

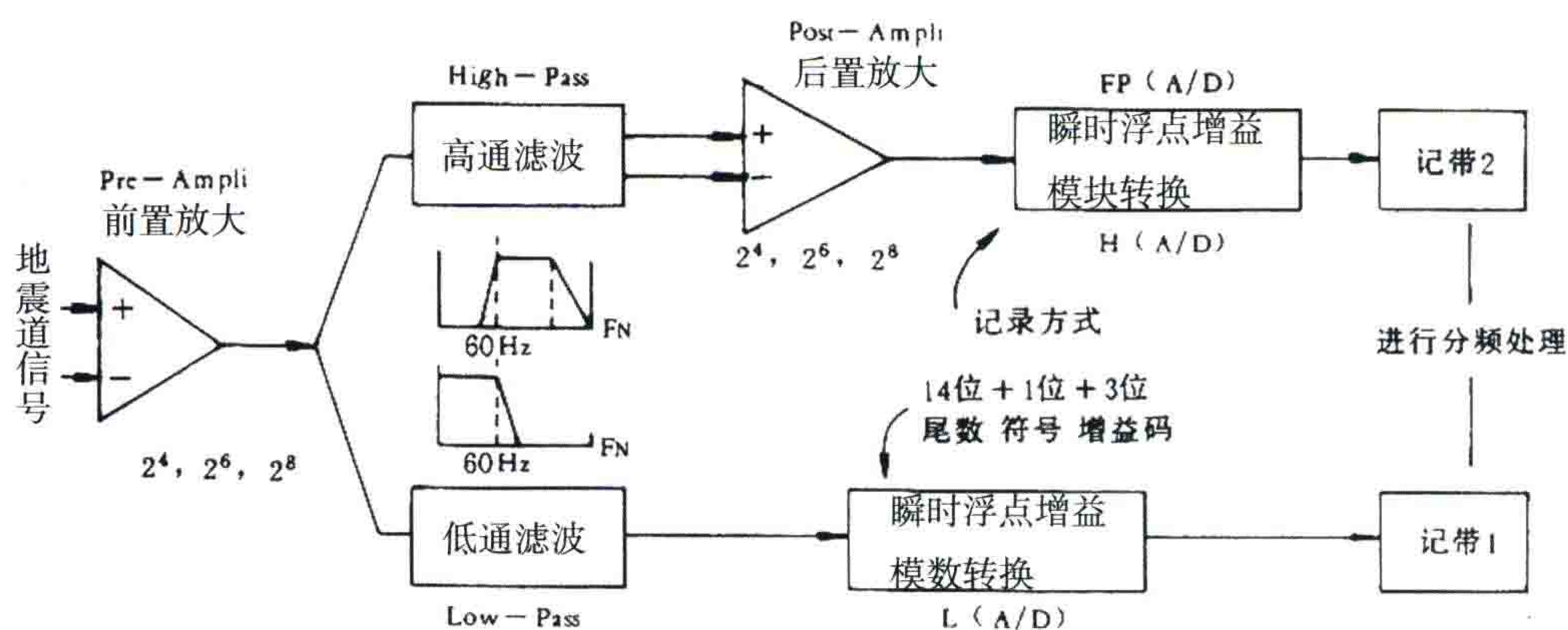
这样一来，野外地震仪中应该有两个主放大器完成多路模数转换。

第二种设想是采用时变高频提升线路的办法，见图 15(b)。所谓时变高频提升线路就是高频的抬升增益随反射波到达时间的增大而增加，特性曲线如中央方框所示。它像压制器一样地通过爆炸信号触发器而启动，然后用电压控制一个晶体管的内阻随时间而改变，从而控制了 RC 滤波器的滤波性能改变，达到时变的目的。同时增益的改变用数字化的增益码实时地记在记忆线路中，最后录到磁带上，就像过去的公控曲线那样。

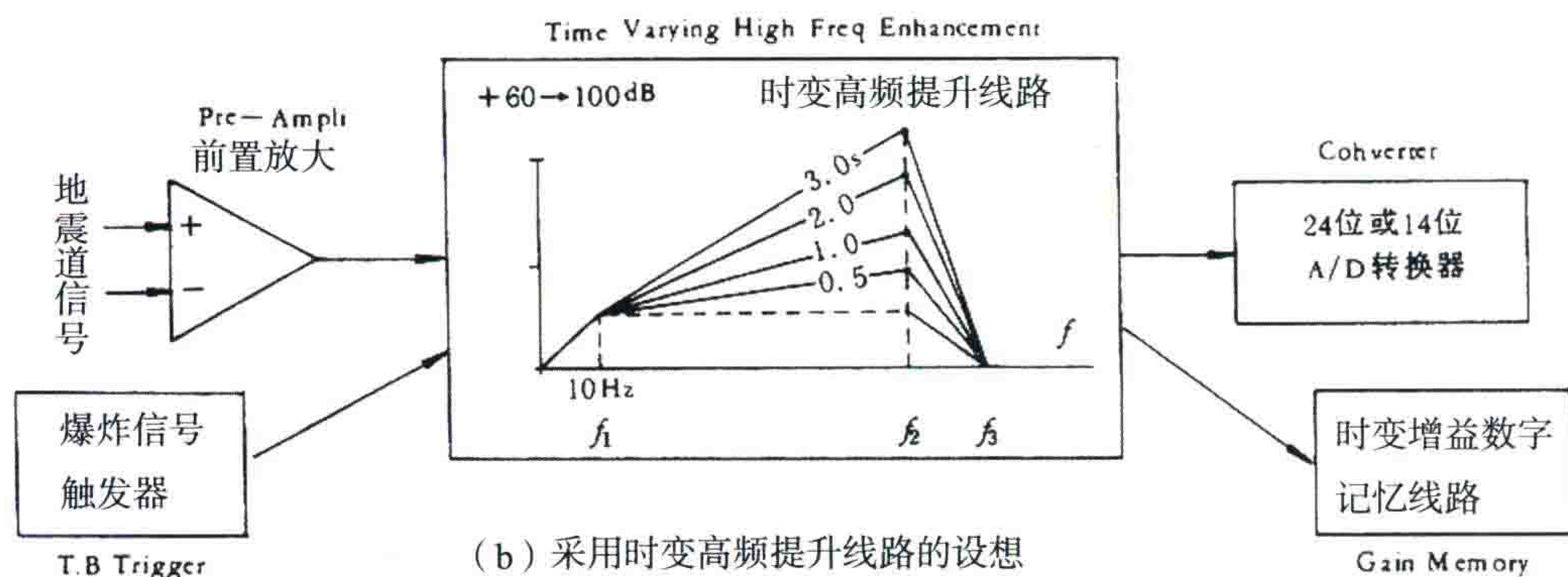
图 15(b)最右方如果采用 24 位 A/D 记录当然很好，不过如果用 14 位瞬时浮点来记录也是很可以的，因为大地吸收衰减已经基本补偿了，不怕瞬时动态范围不够了。

我想今后的前置放大器的高频提升线路应该是时变的，并且提升曲线最好接近为 dB/Hz 型。浅层提的少些(约 0.1 dB/Hz)，深层提的很多才行(0.3～0.5 dB/Hz)，这才是理想的地震仪。

可能我的这些设想今后有一天能够实现。



（a）高低频反射信号进行分频记录，分频处理的设想



（b）采用时变高频提升线路的设想

图15　解决高频信号可记录性的两种设想

八、反褶积功不可没

其实地震仪器的指标无论如何高，放到野外生产中，尤其是陆上地震勘探，仍旧不可避免地要发生爆炸频谱的改变，地表吸收及耦合谐振，刮风微震等因素造成各道各炮能量不一致，相位不一致，波形严重畸变。主要是由室内的地表一致性反褶积，地表一致性振幅均衡，两步法反褶积，仪器反褶积，脉冲反褶积及统计多道脉冲反褶积等来纠正野外记录中的各种缺陷。

我们今天的地震资料成效之所以这样明显，不得不说一半以上要归功于室内各种反褶积的处理结果，所以我提出“反褶积功不可没”。建议搞仪器的人也学一点反褶积的常识，不要使劲追求不切实际的仪器的“高指标”。

室内反褶积的运算中一般都要加上一个“白噪系数”，它常常取值为千分之几，最少为千分之一。于是野外记录中如果其高频成分小于低频成分1000倍，则在室内处理中将无法提升，无法恢复。

只要高低频相差在－60 dB以内时，低频部分在反褶积后还能恢复。遗憾的是，搞仪器的人往往不管反褶积，甚至不知道反褶积是什么！他们是电子学及机械制造方面的专家，但是对地震资料的室内处理往往是不关心的。

我们不能责怪制造仪器的人，他们想把仪器的出厂指标提得高高的并没有错。但是地球物理勘探技术发展到今天，各领域分工太明确，互相缺乏沟通，这种情况却是不好的。加上我们勘探界有一种“追新族”，他们往往只管“好听”，不管“实效”，于是造成投资的浪费，成本的增加。

这就是本人最近在物探界不断呼吁的缘由。

九、老仪器还能不能用

图 16 表示的是 Δ-Σ24 位 A/D 技术与瞬时浮点技术的记录方式比较，该图是根据态势图所表明的2 s时的反射波的态势情况，左方绘出了 Δ-Σ24 位技术对 2 s 时的反射波的信号所占据的二进位记录情况，其下方 1～7 位是仪器的固有噪声，是无效位(紫色，用“×”表示)。假定是在小风时施工，那么 8～11 位被刮风造成的微震干扰所占据(浅黄色，用“—”表示)，这也基本是无效位，如果室内处理得当，压制噪声到 3～5 倍，就可以争取 1～2 位转为有效位。从 3 mV 到 30 mV 为 2 s 时反射波的实际强度，被记在 12～16 位，这是真正的有效位(绿色，用“V”表示)。因为反射信号没有那么强，这样一来在 17 位以上的 8 位都记的是零(浅红色，用“o”表示)。

于是仅有(绿色)5 位为记载反射信号的有效位。经室内去噪处理，可能还能增加黄色部分的 2 个二进位。合在一起，不超过 7 位！

对于 2 秒到达的反射波来说，这种真正的有效位我称之为“瞬时有效动态范围”。它比仪器制造商所说的“瞬时动态范围 110 分贝”差之百倍！

现在再来看看 14 位瞬时浮点技术(IFP)的记录方式的情况。如图所示，对于 2 秒到达的反射波来说，它记在记录有效二进位的情况几乎和 Δ-Σ24 位 A/D 技术没有差别。只是因为它只有 14 位，前后 10 位不存在，是空白。我们的结论是：Δ-Σ24 位 A/D 技术对浅层工程勘探的确有极大优点，但它对 2 秒以后的中、深层反射并不能帮上大忙。

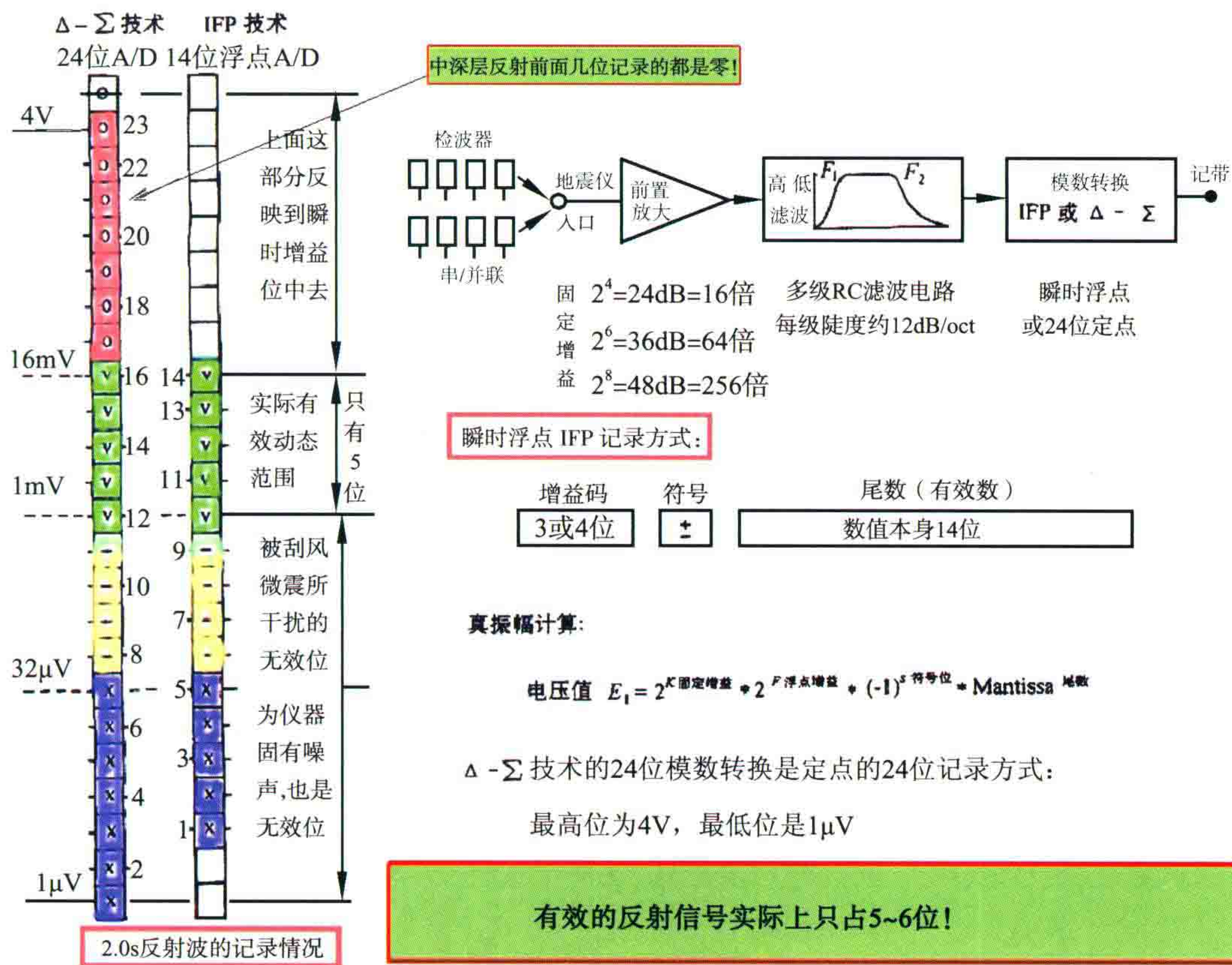


图 16　Δ-Σ24 位技术与瞬时浮点技术的记录方式比较

表 3 6 种新型遥测地震系统技术指标比较表

技术指标 \ 仪器型号	I/O SYSTEM TWO	HGS VISION	SERCEL SN-388	GEO-X ARAM-24	G·DAPS-4	FAIRFIELD TELSEIS STAR
道一致性	0.1%	0.2%	0.1%	0.5%		±1.5%
瞬时动态范围(dB)	100(SSF OUT)	100(48dB)	106(24dB)	未发表	≥118	110
	104(SSF ON)	无 SSF	无 SSF	无 SSF	无 SSF	无 SSF
系统动态范围(dB) SSF OUT	120(12dB)	122.1(12dB)	120(dB)	120(18dB)	≥120	
	119.3(24dB)	未发表	120(12dB)			110(24dB)
	115.0(36dB)	未发表	114(24dB)	114(36dB)		109(36dB)
	104.1(48dB)	104.3(48dB)				106(48dB)
Spectrum Shaping Filter 系统动态范围(dB) SSF ON 频谱整形滤波器(提升高频)	134.7(12dB)	无	无	无	无	无
	130.6(24dB)	无	无	无	无	无
	115.8(36dB)	无	无	无	无	无
	104.1(48dB)	无	无	无	无	无
前放输入噪音(μV)	1.408(12dB)	未发表	1.6(0dB)	1(18dB)		
	0.381(24dB)	未发表	0. (12dB)			1(24dB)
	0.157(36dB)	未发表	0.2(24dB)	0.25(36dB)	≤0.2(24dB)	0.3(36dB)
	0.137(48dB)	0.137(48dB)				0.1(48dB)
最大输入信号(mV)	1408(12dB)	1148.15(12dB)	1600(0dB)	1000(18dB)	≥1700(0dB)	
	352(24dB)	362.04(24dB)	400(12dB)			320(24dB)
	88(36dB)	90.5(36dB)	100(24dB)	125(36dB)		80(36dB)
	22(48dB)	22.62(48dB)				20(48dB)
采集站重量(kg)	14.5	7.2	3.85	4.4	<6	9.5
前放增益(dB)	12,24,36,48	12,24,36,48	0,12,24	18,36	0,12,24	24,36,48
频率响应(Hz)	3~750	2~824	3~400	DC~1980	≥DC~822	8~400
A/D 转换器位数	24(23+s)	24(23+s)	24(23+s)	24(23+s)	24(23+s)	24(23+s)
A/D 线性度	Σ-Δ	Σ-Δ	Σ-Δ	Σ-Δ	Σ-Δ	Σ-Δ
畸变	0.02%	0.0032%	0.0003%	0.0006%	≤0.001%	0.003%
共模抑制比(dB)	≥100	≥80	≥95	≥95	≥96	100(24dB),120(36,48dB)
串音(dB)	≥95	≥95	≥95	≥90	≥95	≥100
陷波抑制(dB)	≥80	≥60	未发表	未发表	数字滤波	数字(50 或 60Hz)
采集站每道功耗(W)	0.6	0.4	0.24	0.4	≤0.4	0.25
采集站工作温度(℃)	-40~+70	-45~+80	-40~+70	-40~+70	未发表	-30~+60

表 4 几种数字地震仪的记录性能比较表

仪器型号	输入阻抗	A/D 模数转换记录位数	固定增益	最大输入讯号(RMS)	换算至入口的噪声(RMS)	实际动态范围	谐波失真	增益精度及线性
DFS-V	差模：20 KΩ 并联 0.035μF 共模 5 KΩ 串联 0.02μF 并 6H 亨利。	尾数 符号 增益 14+1 S+3 G 0：4 倍	2^8	20.5 MV	0.1 μV	106 dB	0.05% (3~256 Hz)	精度±0.05% 线性±0.02%
			2^6	82MV	0.17μV	114 dB		
			2^4	328 MV	0.6 μVP	115 dB		
SN338B	相当于 1MΩ，500H 及 0.045μF三者并联。32Hz 时高达 1000 KΩ，10Hz 及 100Hz 降为 39 KΩ	14+1S+3G G：4 倍	2^5	55MV	0.15μV	111.3dB	<0.1% (5~150 Hz)	精度±0.05% 线性±0.05%
			2^5	220MV	0.5μV	112.8dB		
SN348 遥测	基本同上	14+1S+3G G：4 倍	2^7	39MV	0.25μV	103.8dB	0.03% (5~250 Hz)	精度±0.05% 线性±0.02%
			2^4	310MV	3.2μV	99.7dB		
MDS-16 光缆	差模：20KΩ 共模：5KΩ	14+1S+4G G：2 倍	48dB		0.2μV		0.1% (3~500 Hz)	精度为满刻度的±0.2% 线性±0.5%
			36 24 12dB	1.24W 值				
DFS-Ⅲ 光缆轻便 100 型	20KΩ 并联 0.01μP	14+1S+4G G：2 倍	48dB 36dB		0.17μV 0.26μV		0.05% (2.6~128 Hz)	线性 0.03% $\pm\frac{1}{2}$LSB
			24dB	328MV	0.7≤μV	112.9dB		
SK-83 国产数控		14+1S+4G G：2 倍	2^7	45MV	0.3μV	103.5dB	0.3%	精度 0.3% 线性 0.02%
			2^5	180MV				
			2^3	725MV				
SN358 轻便		14+1S+4G G：2 倍	2^8	27.5MV	0.13μV	106.5dB	0.075%	
			2^5	220MV				

表4说明过去的瞬时浮点数字地震仪也是相当不错的。

由此可见，对于勘探目的层在1 s以下的石油勘探来说，过去的SN338、348、358都是好仪器，MDS-16、DFS-V、DFS-VI等仪器也都是可以用的，不应该把它们报废或堆放在库房里。

我经常提醒大家：当前地震仪器的指标已经大大超过了使用条件的要求，对石油勘探来说，更重要的是如何正确使用它们。什么是好仪器？这个问题应该好好想一想了。

十、今后的出路

根据以上的信噪态势及仪器记录系统的分析，可得出今后对于高分辨率或者高精度勘探，我们的可能的出路是：

（一）降低微震干扰水平

通过选择检波器合适的埋置方式和埋置条件，选择适当的天气环境条件施工等，来尽力降低刮风干扰与耦合谐振干扰的强度。这是目前搞好高分辨率勘探野外施工的关键措施。从图3中可以看到：把刮风干扰的框框往下移动是改变信噪态势的最现实的有利条件。我在“地震高频干扰的三分量测定”一文中强调了埋置条件的重要性，我曾开玩笑地指出：“高分辨率就在你的大拇指下！”

海上施工往往容易得到高分辨率勘探资料，但是也要注意降低环境噪声（来自风浪及拖缆）。

（二）改进激发条件

这也相当重要。

通过合适的激发方式来增强反射波能量，尤其是高频分量的能量，这样就部分相对提高了信噪比。例如在炮井中加满水或填土压井，往往能起到很好的作用。炸药量不要太大，单纯的增加炸药量一般会造成干扰波增强，而且主频偏低，对改善高频端的信噪比并无好处。

采用可控震源施工时，充分发挥非线性扫描的高频提升作用，也能改善高频段的信噪比。

（三）对高频分量进行相对的提升

高频提升对于中深层反射始终是有好处的。这种提升主要是使反射波的高频分量能够尽量多地跨过仪器的噪声门槛死亡线，保证把其记录下来，这对1 s以后的目的层来说尤其重要（搞仪器的人员到现在还认识不到这一点，近年来仪器制造商不仅把高频提升的功能去掉，高频提升不了，而且把低截滤波 F_1 也彻底去掉了，这是不对的）。有了低截滤波 F_1 也就相当于给高频留出了动态范围。

搞仪器的人不喜欢使用模拟的低截滤波 F_1，他们担心模拟滤波会产生相位畸变，增加仪器固有过程的复杂性。我曾经多次强调：室内处理的反褶积完全可以解决此问题。

（四）进行适当的组合

小组合还是必要的，这种组合主要是为压制微震，小跨距（5～8 m）的面积组合总是有好处的，因为很多微震与次生干扰对于不同位置的检波器而言，波形是不相关的（目前有些人热衷于追求采用单点接收，这是片面的，等到今后，如果能用一万道仪器做二维、十万道仪器做三维了，那时可能就不需要组合了）。

（五）提高仪器的前置放大倍数

这样做好处不大，还基本不会改变信号与噪声的相对位置，因为水涨船高，信噪比态势不变。但大的前置放大倍数可以适当降低换算到仪器入口处的固有噪音，降低绝对死亡线，相当于放低了弱信号分量进入的门槛。

同样的道理，改变地震仪 Δ-Σ模数转换器的参考电压 E_0，也仅仅是二进位的上下移动，态势图的整体状况不变。当然从减少仪器功耗考虑，采用 2.5 V，甚至 1 V 也是合适的。

（六）检波器串联（或增加检波器灵敏度）

这样相当于增加了信号入口处的电压值，但检波器收到的噪音也放大了同样倍数，因此也不会改变信噪的相对位置。然而来自大、小线电缆的感应（如 50 周及天电干扰等）可以得到相对压制。

以上六条中，后两条只要目的层反射波不超调，对接近于死亡线的弱的高频信息还是有好处的，但不是太关键的措施，关键的措施是前面的四条。

十一、合理降低采样率，提高生产效率，降低三维地震成本

目前库车山地已经成为含油气丰富的地区，我们的山地地震勘探技术也是世界一流的。

我认为对于我国西部山区，如准噶尔南缘、塔里木库车山前带、柴达木英雄岭地区及鄂尔多斯西部山前推覆体等高难度勘探地区，只要含油气远景较好的，应趁早上三维。因为只有三维地震才具有克服强大次生干扰的能力，而且能够准确地立体归位。但由于三维地震勘探成本较高，因此，有的油田公司不太愿意做三维。我认为不应该在那样复杂地区强调“高密度采集”等技术，而是要设法有效地降低三维勘探成本，以促成油田公司多做三维。例如，现在虽然仪器带道能力提高了，但如果数据量过大，带道在 5000 道以上，就接近了仪器的额定承受能力，这样容易产生掉电停工现象，而现在多道生产又是一个趋势。如何解决这一问题呢？

由于习惯势力的作用，现在复杂山地勘探施工时，一般仍采用 1 ms 的采样率，这并不是必需的。大家知道：信号采样后可恢复的最高频率由仪器去假频滤波器截频 f_a 所决定，它约为 70%～80%的尼奎斯特频率 f_N（即折叠频率），而尼奎斯特频率 $f_N=1/(2\times\Delta t)$（其中 Δt 为采样间隔）。

因此，我们采用 2 ms 采样时，尼奎斯特频率（折叠频率）为 250 Hz，这样完全可以保留 150 Hz 的信号频率成分的正常采样。这样，如采用 2 ms 采样，仪器的带道能力就可以增加一倍，效率提高了，成本就可以降下来了。

因此，对于一般勘探项目而言，目的层在 2 s 以下的工区，尤其在复杂的地区，我们完全可以采用 2 ms 的采样率，这是野外施工中的重要问题。

仪器制造商为了实现小线内的串并联，使用了 3 根线，这往往是 50 周感应的根源。大家明白，电灯双绞花线是避免产生电磁场感应的最好方式。而三根线无法抵消电磁感应。仪器制造商和野外施工人员的考虑是：如果小线里检波器完全串联，则万一有一个检波器坏了，就无法工作。但从另外一个角度说：小线内的串并联中万一有一个检波器坏了，往往野外发现不了，带病工作，这也不是好事。我看还不如串联好，坏了就发现，最多当天出现一个道不工作，室内剔除它算了。这在我们上千道的施工中并不会产生太大的影响，而且有利于提倡严格施工。

提示：本文是一些新的概念，希望读者能摆脱过去常规的思维方法，抱着客观的态度及批判的角度阅读它，并给我以诚恳的建议。

2011 年 1 月

文章编号 215-6



今后地震勘探技术进步的重要方向



这里我主要对我国西部地区目前存在的“世界级难题”，提出地震勘探今后技术进步的方向，希望有关决策层引起重视。组织攻关力量，争取早日有所突破。

从地震资料采集、资料处理及地震解释三方面提出重点要解决的课题。

我对今后陆上地震勘探技术进步的重要方向提出如下意见，下面将从野外采集、资料处理及解释方法三个方面加以申述。

一、野外资料采集方面

（一）“万道GPS授时地震仪”的应用

“万道GPS授时地震仪”在山区作地震意义十分重大。它是一种“三无仪器”，即不需要沉重的电缆大线，不需要地震仪主机及仪器车，不需要无线电台传送数据。因此它可以在山区施工通行无阻，接收点位置可以随便摆放，只要放得均匀就行。这种仪器可以首先在鄂尔多斯黄土塬区获得突破，它是带有革命性的重要方向。这种仪器之所以到目前还推广不了，最大的障碍是由于人们看不到实时监视记录(现在只能实时看到炮点附近少数几个道是否工作正常)，就心里不踏实，所以不愿意推广这种仪器。大家可以想一想，如果每天放500～1000炮，怎么还可能对每炮监视记录都进行评价。再说，思想解放一点，在一万个道里边，即使有30个道不工作，仅占千分之三，在覆盖次数很高的情况下，从统计上来说所占比例是很小的，影响肯定不大。

（二）山地采用“横向拉开组合——宽线大组合”来提高资料品质

二维施工采用“横向拉开组合——宽线大组合”攻克山地资料品质关这一条在前面已经论述。这里就再提一下关于我国西部高山区，例如柴达木盆地的英雄岭地区的三维攻关。我主张三维施工也要采用检波器的横向拉开来提高信噪比。因为这里的地震次生干扰特别强，它们的视波长为100～180 m。目前通常在三维施工中使用接收线距两三百米，太大了，不利于克服干扰及不利于实施横向拉开检波器。

我建议把接收线距缩小到60 m(窄方位)。把55 m长的两串检波器向左右两边横向各拉开30 m，不求拉直，只要尽量沿等高线拉开到30 m，使之达到整个平面上被完整铺盖，组成一张网，这样就使各个方向来的干扰波都无法入侵，保证了信号的加强。

在爆炸方面，也要强调横向拉开的组合爆炸。

我相信二维测线采用了宽线大组合后，取得了很好的效果。同样，在三维采集中采用这种“三维横向大组合”一定也会得到更好的效果。

（三）激发方式的改进——“关键在于水”

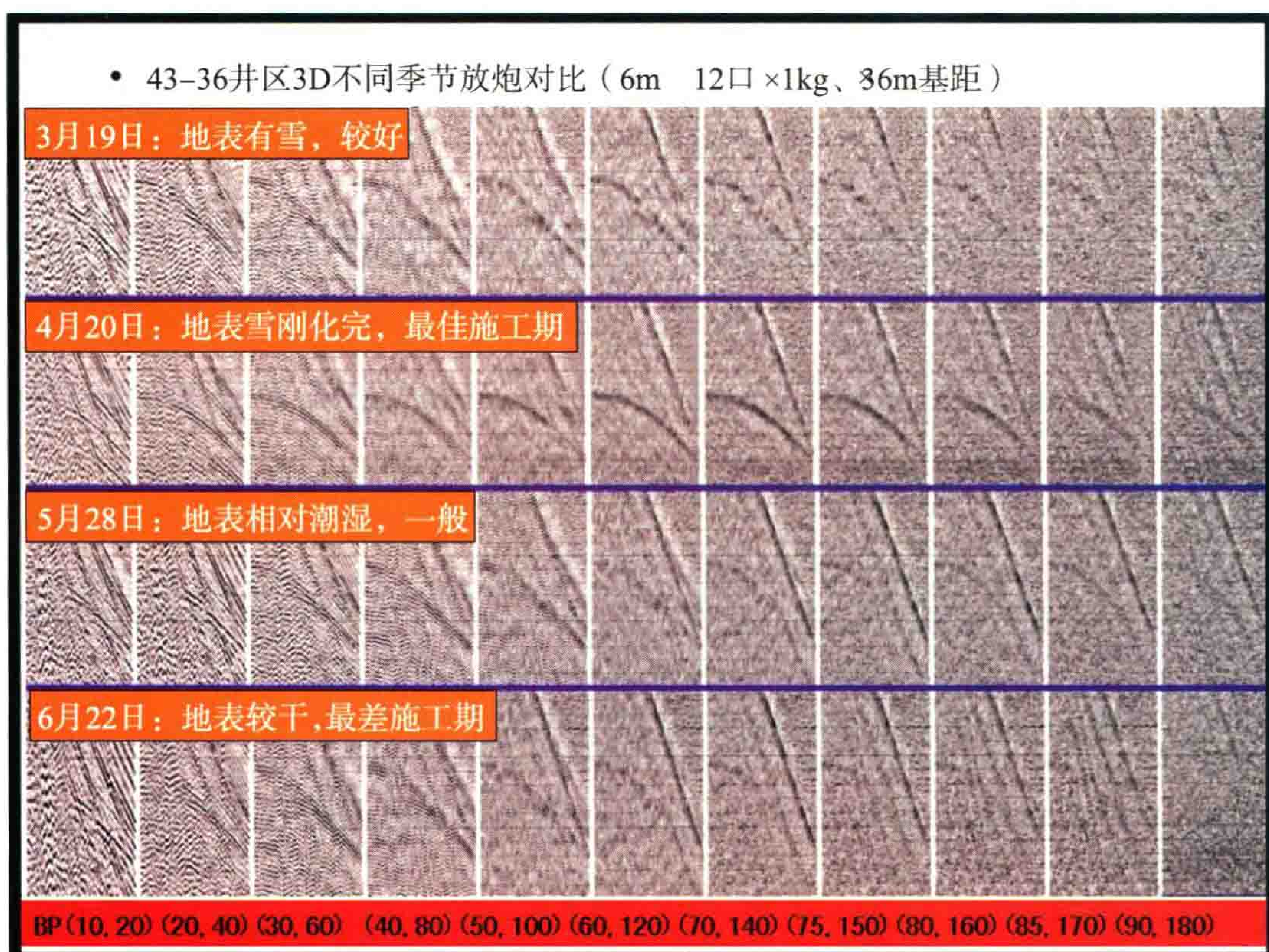


图 1　新疆准噶尔盆地不同季节环境条件施工原始记录分频扫描效果对比

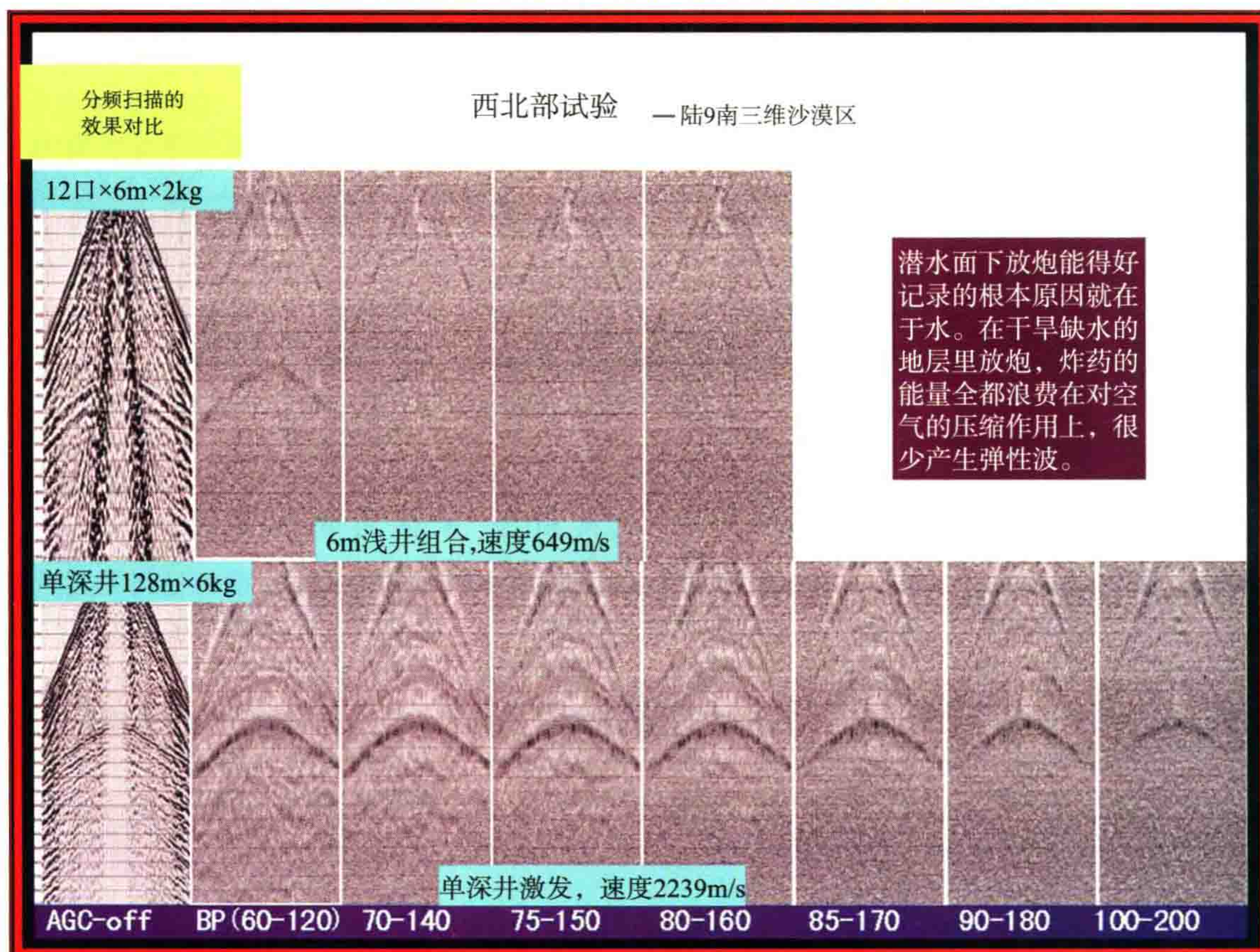


图 2　不同激发条件下获得的地震记录分频扫描效果对比

图 1 所示的是新疆准噶尔盆地在不同季节环境条件下施工的原始记录分频扫描效果对比图。从对比图可看出，在干燥地表同较潮湿的地表施工所获得的资料质量有很大的差别。这说明地表的潮湿程度，即含“水”多少对地震资料的质量是关键的因素，也说明对施工季节和施工时间段进行选择是很有必要的。为什么会这样呢？这首先因为在潮湿的地方放炮激发的弹性波能量较强，其次，地表附近干燥的土质松散，含水以后，使土质弹性性能明显变好，对地震波衰减减轻。

图 2 是在不同激发条件下获得的地震记录分频扫描效果对比图。从对比图可看出，在潜水面下放炮和在潜水面上缺水的地层里放炮所获得的记录质量有着天壤之别。这一方面是由于潜水面是一个强波阻抗界面，在其上面放炮，这个强波阻抗界面把很多地震波能量给反射回地面，并且在低降速带中来回振荡，产生多种干扰波，而真正有效波的能量不能下传；另一方面是由于干旱缺水的地层松散，里面空气含量高，在这样的地层里放炮，炸药的能量全都浪费在对空气的压缩作用上（空气的压缩系数很大），很少产生弹性波；而含有水后的地层的弹性性能明显变好，因此在含有水的地层里放炮能够激发出能量较强的弹性波（水的压缩系数很小）。有人做过一个实验：在空玻璃杯里用微小的电流放一个火花，玻璃杯不碎；如果在玻璃杯里加满水，再用同样的电流放一个火花，玻璃杯就炸得粉碎。物理学中称作“水锤击”现象。所以我们可以说：能得到好记录的根本原因在于“水”的存在。

对于柴达木英雄岭及玉门窟窿山地区多次地震攻关不成功的教训，我认为关键就是这个“水”，如果我们采用低洼处选炮井，并且选择合适的雨季，在雨后施工，加上使用“宽线大组合”方法，是可以获得成功的。

我的建议是：在干旱山区做地震勘探时，炮井钻完后，拉一大桶水来，放炮前将炮井灌满水或泥浆压井，也能人为改善井筒内的充水条件，创造“水锤击”效应，从而获得良好记录。

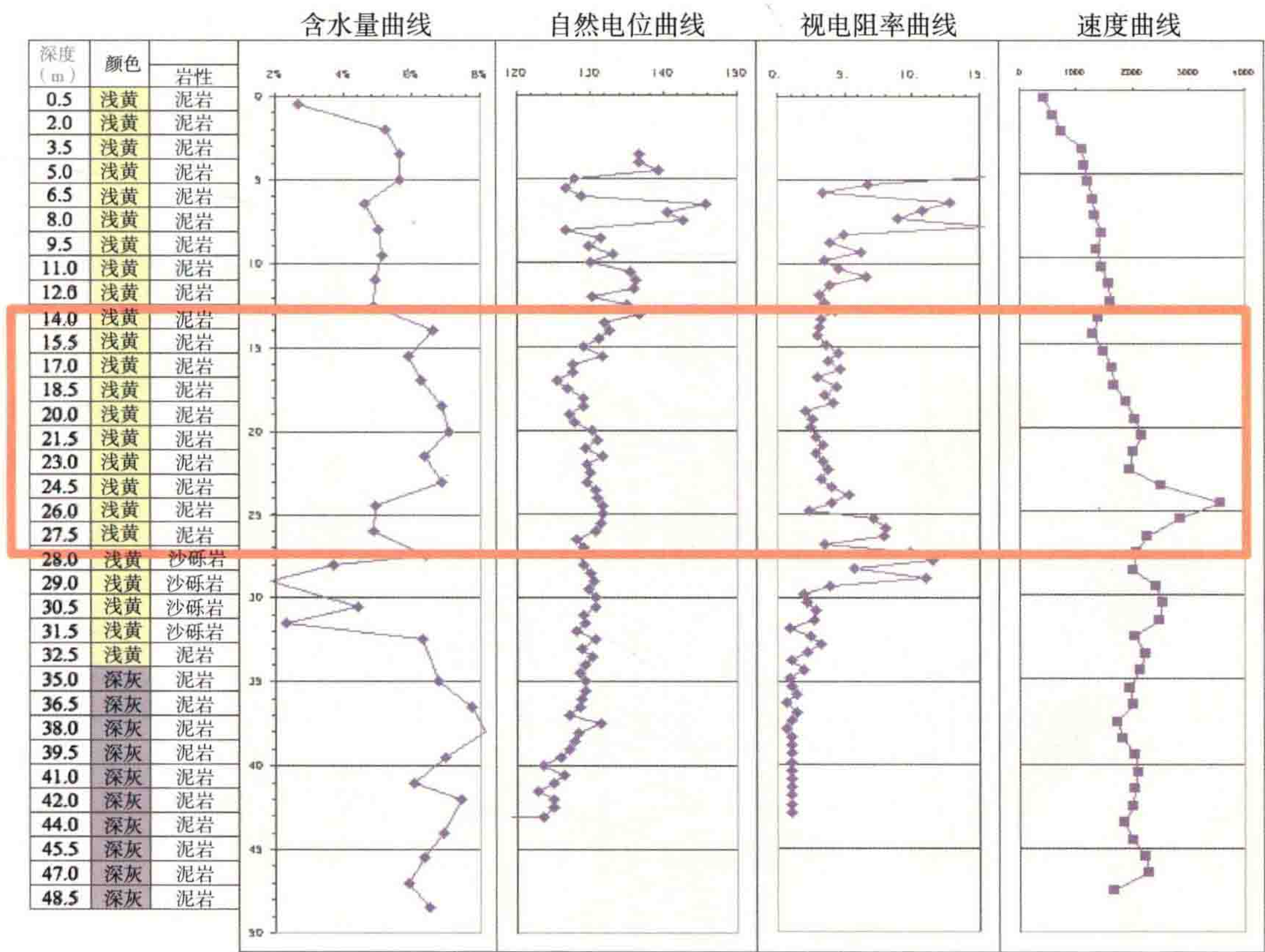


图 3　量化激发方式研究

为了证实激发条件与含水量有关，根据我的建议，在野外选择激发岩性及井深时进行炮井中的含水调查。图 3 是在青海某地区进行的对地层含水调查的量化激发方式研究图片，它是某炮井中调查的结果。西部地区一般采用空气钻打炮井，将空气钻井循环泛出的沙子，按井深一包包收集起来，通过先称重，烤干

后再称重，就可以推算出地层的含水百分比，这便是图中左方第一条曲线。而右边三条曲线是野外进行的简易电测井：由于一般地下岩石中大都含有盐分，所以含水百分比高的视电阻率会变低，它的激发效果就好；而含水量高的地震波速度会增加，因此，从声波速度曲线来看，速度高的激发效果要好。而根据自然电位曲线可以判断是砂岩还是泥岩，一般来说，泥岩能吸附水分，比砂岩好。

通过此井激发井深试验，实际上，在图中 25 m 深度处放炮激发得到的地震记录最好。这个试验证实了地震激发条件的好坏"关键在于水"。因此，根据简易测井的自然电位、视电阻率和速度曲线来选择好的激发岩性段是可行的。只要把这些工作做好了，放炮就能够获得较好的记录。

为了搞清潜水面到底有多深，我提出了一种普查阶段调查地下稳定潜水面的简易方法。我们在一个新盆地做地震勘探时，不需要事先做大量的小折射、微测井，只要按我们建议的方法，就可以在普查阶段调查出地下稳定潜水面的初步形态。

例如对于柴达木盆地，我们可以根据地形图，标出所有的自由水面（如湖泊、河流等）表面的海拔高，再标出所有地面长草的含有植被的区域的海拔高并减去 5 m（一般该区域地下水深度大概在 2～5 m 左右）。于是就可以在平面上内插，勾绘出高程等值线，就获得了柴达木西部的潜水面海拔高程图（图 4）。这张图有几百个数据，如红色小字所示，控制得相当好，它勾绘出柴达木西部的潜水面海拔高程还是基本可靠的。将它的西部一角放大，就是图 5，这张图是很有用的。

第二步，将潜水面海拔高程图减去地面海拔高程，即可得到低降速带厚度图（图 6、图 7）。从图可以看出，蓝色地区就是低降速带比较薄的地方，那里就容易获得好的地震资料；红色及褐色地区代表低降速带比较厚的地方，在这里就难以获得好的地震资料，英雄岭附近就属于这种低降速带比较厚的地方，厚度达 800 多米。这样的图件可以指导我们的地震工作。它和我们今天掌握的地震地质条件十分吻合。

正因为地震激发条件的好坏"关键在于水"，所以在地下潜水面的调查方面下一番功夫，具有重要的意义。

2002 年 4 月 12 日在敦煌大酒店勘探技术座谈会召开的前夜，我花了一个下午一个晚上，翻阅了所有 1∶10 万柴达木盆地的地形图，勾画出一张稳定潜水面草图来，第二天在会上给大家展示。

后来我物探局敦煌前指五处的林成国同志帮我做出更详细的柴达木盆地地下潜水面分布图，如下所示。

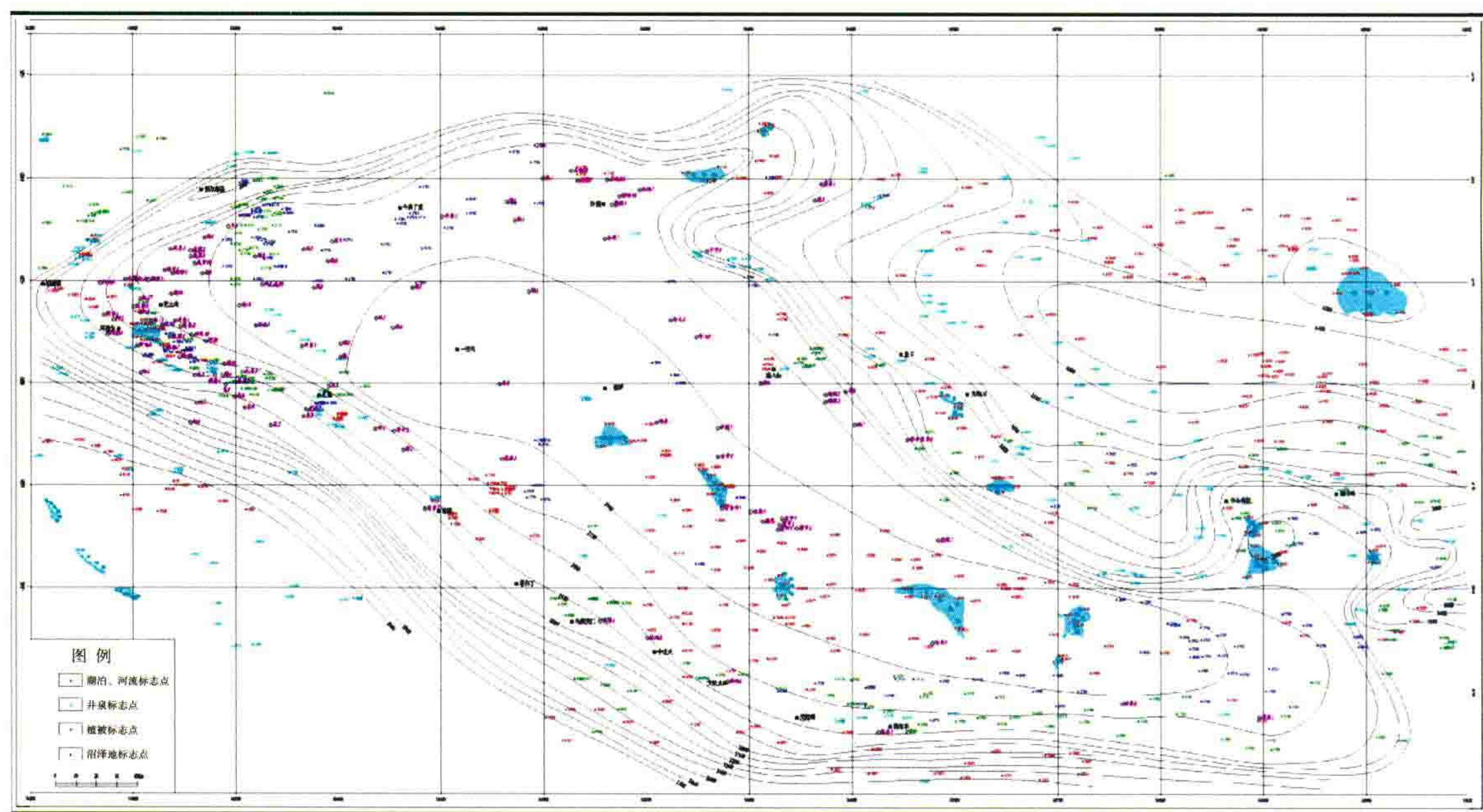


图 4　柴达木盆地潜水面等值线平面图

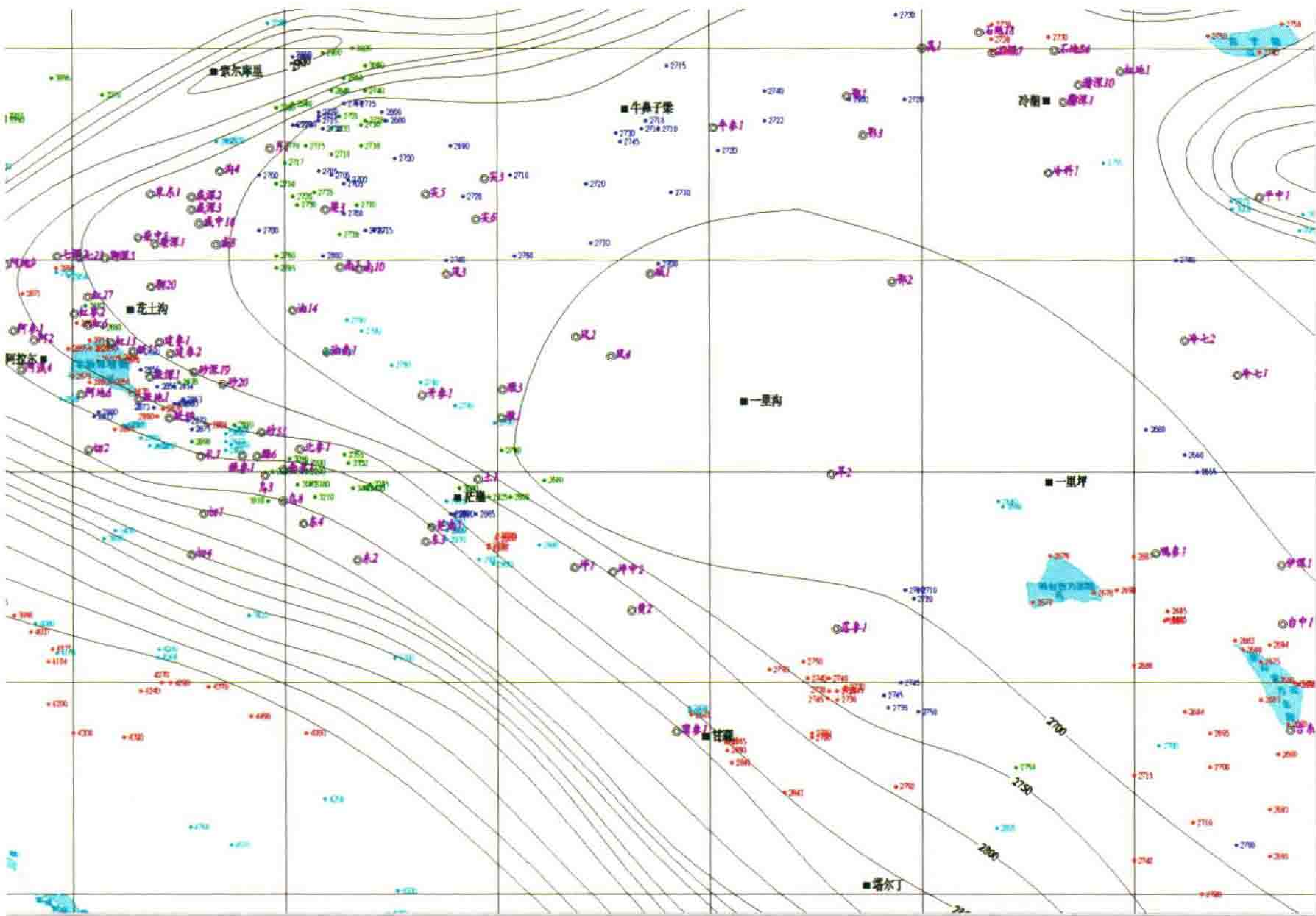


图 5　柴达木盆地西部局部放大的潜水面等值线平面图

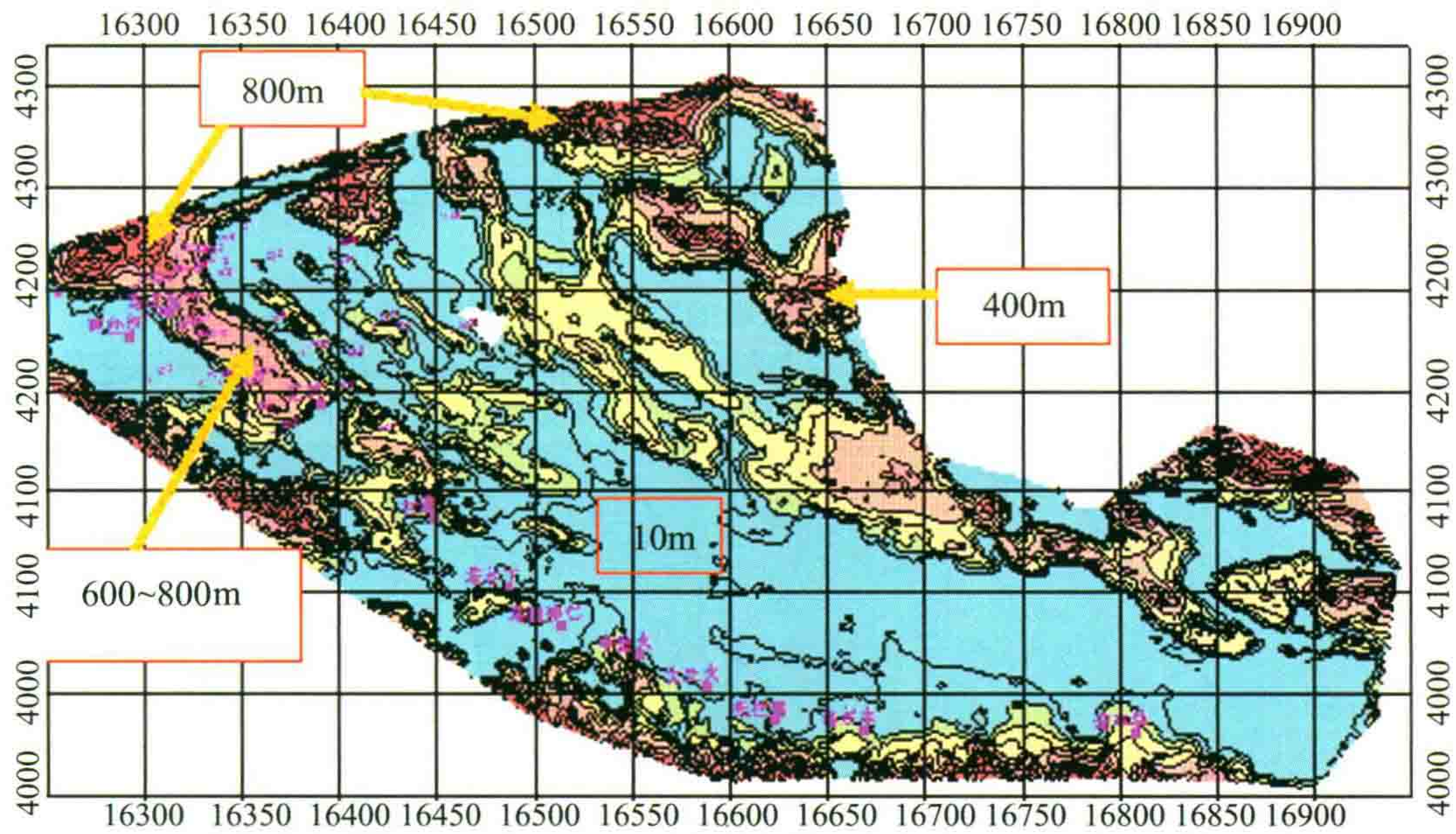


图 6　柴达木盆地低降速带厚度分布趋势图

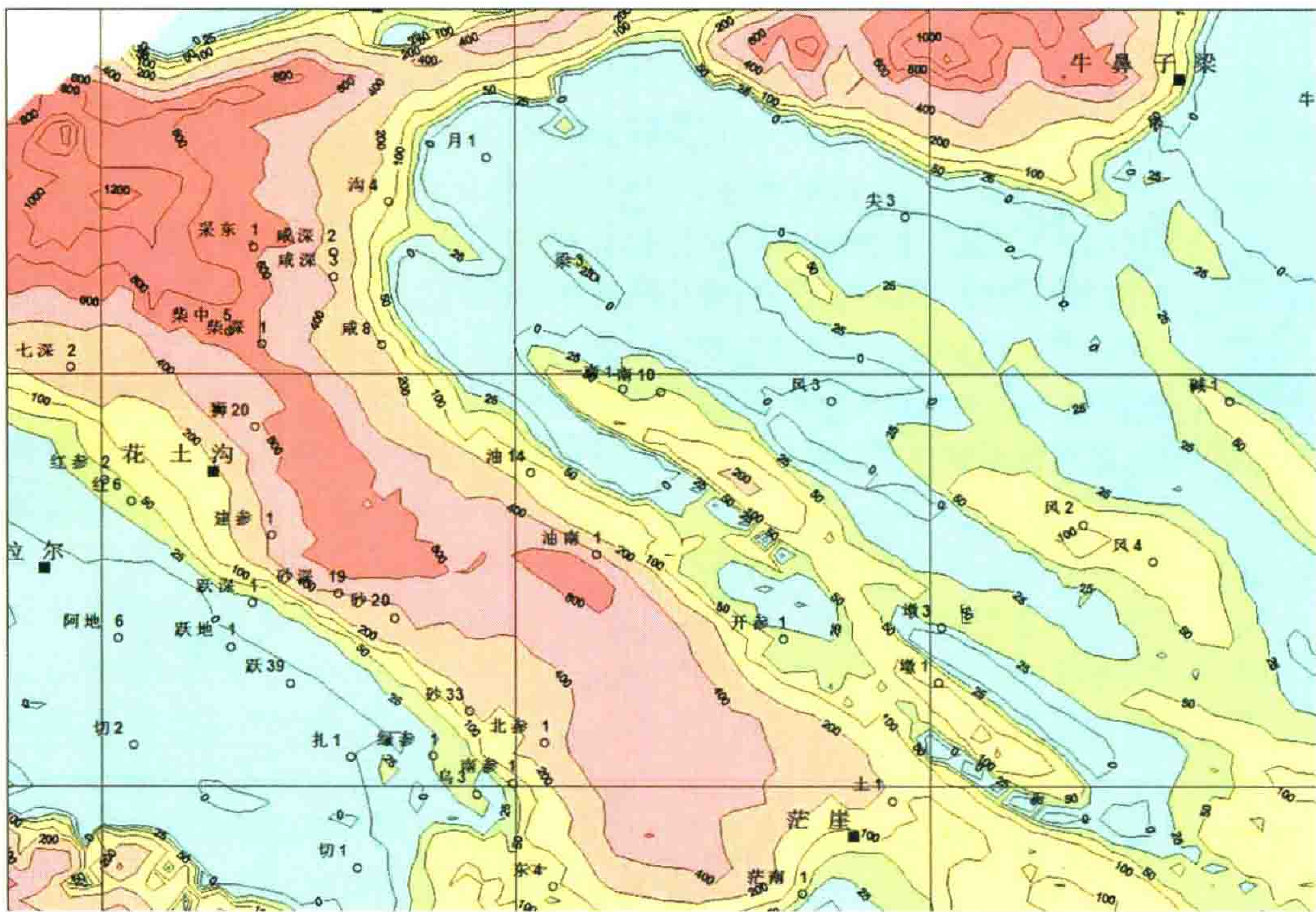


图 7　柴达木盆地西部局部放大的低降速带厚度分布趋势图

这几张图对指导柴达木盆地的地震勘探有着极重要的意义，哪里地震工作有困难，一看就明白。

其实，每一个新的地震勘探工区，以盆地为单位，都应该用这个办法搞清低降速带的分布图。它不需要花大量的人力物力，在全盆地内做大量的小折射，微测井，就能得到较好的带指导性的图幅。

（四）放上千个小炮，采用密点多级三维 VSP 层析方法(VSP-DEEP-TOMO)求速度场，以此来解决逆掩推覆体叠前深度偏移的正确速度场

玉门窟窿山地区地震攻关不成功，不能准确成像的一个原因是无法求取逆掩推覆体叠前深度偏移的正确速度场。

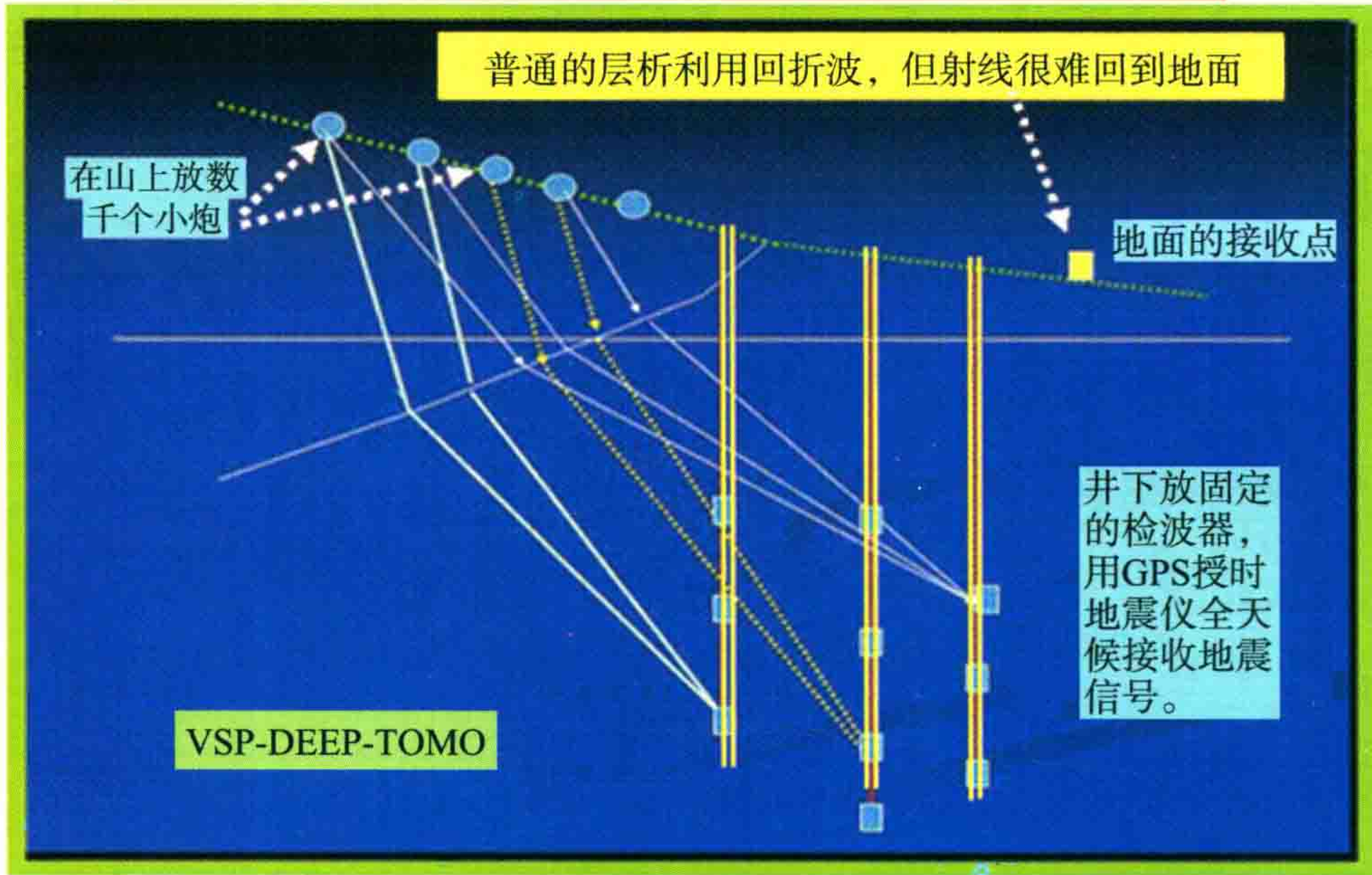


图 8　密点多级三维 VSP 方法(VSP－DEEP－TOMO)层析示意图

我国西部地区叠前深度偏移之所以难以取得成效，归根到底是因为偏移速度场很难确定。干旱的山体低降速带厚达500～1200 m，小折射、微测井只是隔靴搔痒，打深井求速度代价太大，也做不精确，而通过处理手段所获得的叠加速度信息在山区是完全不可信的。普通层析方法的基础是通过回折波来获得速度场信息，但如图8所示，在左边逆掩推覆的山上放炮，射线向下传播后，它回不到右边地面的接收点，形不成回折波。这个问题将长期困扰着我们，目前国外也没有解决的办法。

我设想可以通过密点多级三维VSP层析方法（我称之为VSP-DEEP-TOMO）加以解决。图8即是这种方法的示意图。

密点多级三维VSP层析方法（VSP-DEEP-TOMO）是利用直接向下传播的地震波，接收直达初至时进行层析获得速度信息。我们可以在复杂山区，利用油田的3～5口低产井，把多级井下检波器下放到不同深度，推靠在井壁上，在井口附近采用GPS授时地震仪，这样就可以无人值守的全天候接收地震记录。在山上利用GPS授时爆炸机放小炮，0.5～1 kg药量，放上几千炮。在井下接收直达初至波，然后采用层析方法根据几万条射线数据，就可以推算出整个山体的速度场，从而解决逆掩推覆体叠前深度偏移的正确速度场。我认为这个办法在窟窿山是可行的。

二、资料数据处理方面

有以下5点：

1. 不规则采集通过内插、重新采样组成均匀、规则、高密度采样的数据体，没有“脚印”。

2. 既做叠前的内插，也做叠后的“均匀重采样”，提高成像质量，不会“划弧”。

3. 抛弃单域去噪，实施“多域判噪，合并执行”。

4. RNA只能“锦上添花”，不能“雪中送炭”，牺牲了高频信息，不利于分辨率的提高。根本性的解决方案是“频域外推”。

5. “拟合定向偏移”解决复杂构造的成像质量。

前面两1、2点可以用“数据规则化技术”加以解决。

（一）关于数据规则化问题

对于西部复杂地区，由于地表的复杂性，经常不得不采用不规则的观测系统进行数据采集，这样势必对资料的能量均匀性、信噪比及其分辨率造成一定的影响。通过室内处理，对不规则的采集通过内插、重新采样等方法来形成新的均匀的、规则的、高密度的采样数据体是十分必要的。

通过DMO后反DMO，可以把不规则采集的资料内插成规则、均匀的数据体，就可以显著地改进偏移成像的质量。此外对于陡构造，只要有一定的信噪比，在偏移成像之前完全可以用更简便的FXY方法进行道内插，以消除由于数据体采样密度不够而造成的假频现象，不需要在野外成倍地增加采样密度。至于成像的输出道密度，偏移模块的输出本来可以得到任意密度的道距，不需要我们担心。

因此，数据规则化问题在资料处理中太重要了。

图9是通过DMO及反DMO处理技术进行数据规则化前后CMP面元平面分布对比图，从对比图可看出数据规则化前（左图）左右两片三维的面元明显不均匀，经规则化处理后（右方）已经变得非常均匀了。图10表明了这种规则化处理在CMP道集上的试验效果对比，从对比图看出，在数据规则化后CMP面元道集比规则化以前有了质的改变。图11是数据规则化前后的叠前时间偏移剖面的对比，我们可以看出规则化前的偏移剖面上出现的明显假频现象（红框内）在进行规则化处理后的偏移剖面上已经基本不存在了。图12是数据规则化前后叠加剖面的对比，规则化前的叠加剖面采用了面元均化处理，对比可看出，通过这种DMO及反DMO处理技术进行的数据规则化处理后的叠加剖面仍明显好于面元均化处理后的叠

加剖面。

图 13 是经面元均化处理后与数据规则化后的偏移剖面对比图,同样数据规则化后的偏移剖面也明显优于面元均化后的偏移剖面。

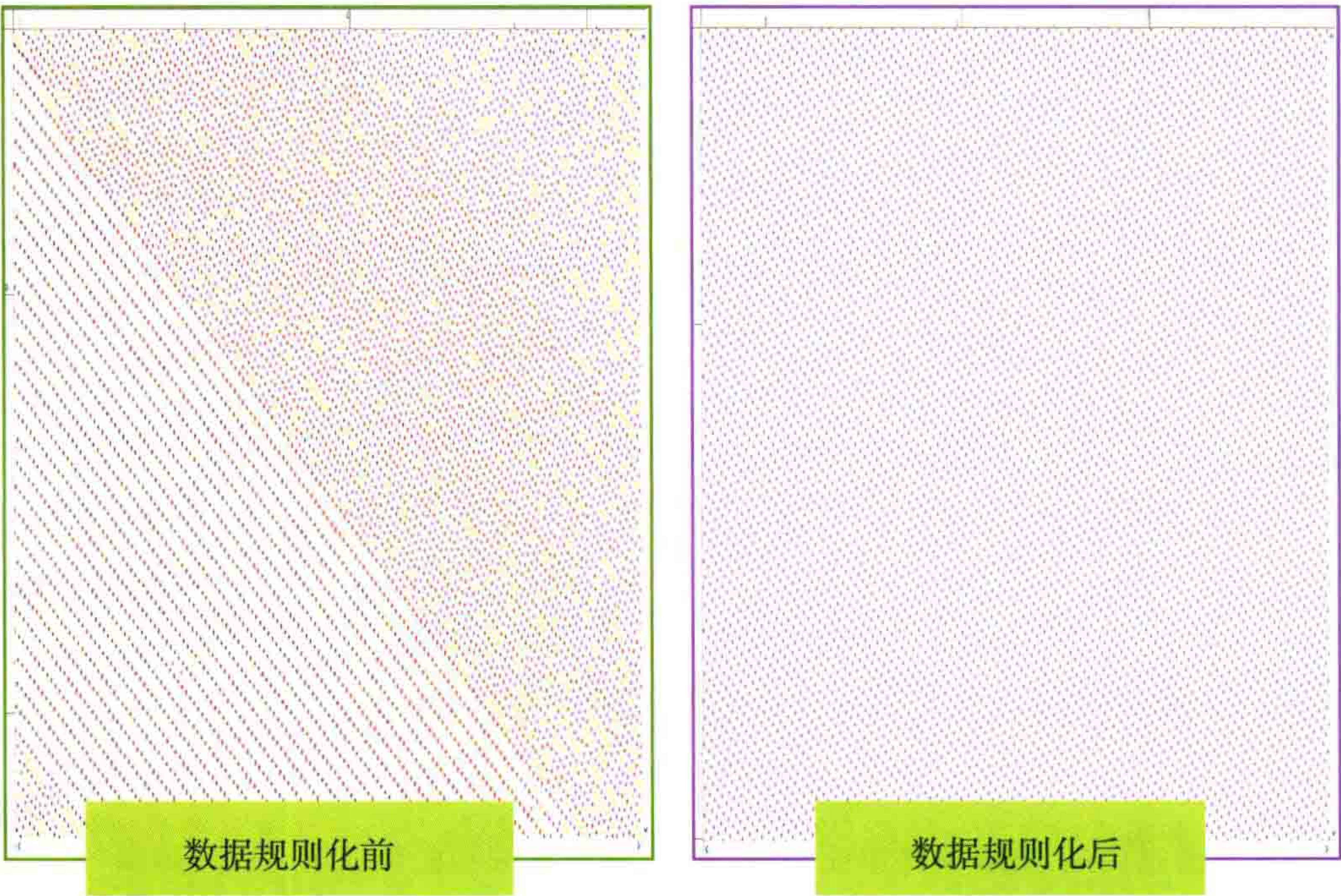


图 9 数据规则化前后 CMP 面元分布对比图(据曹孟起资料)

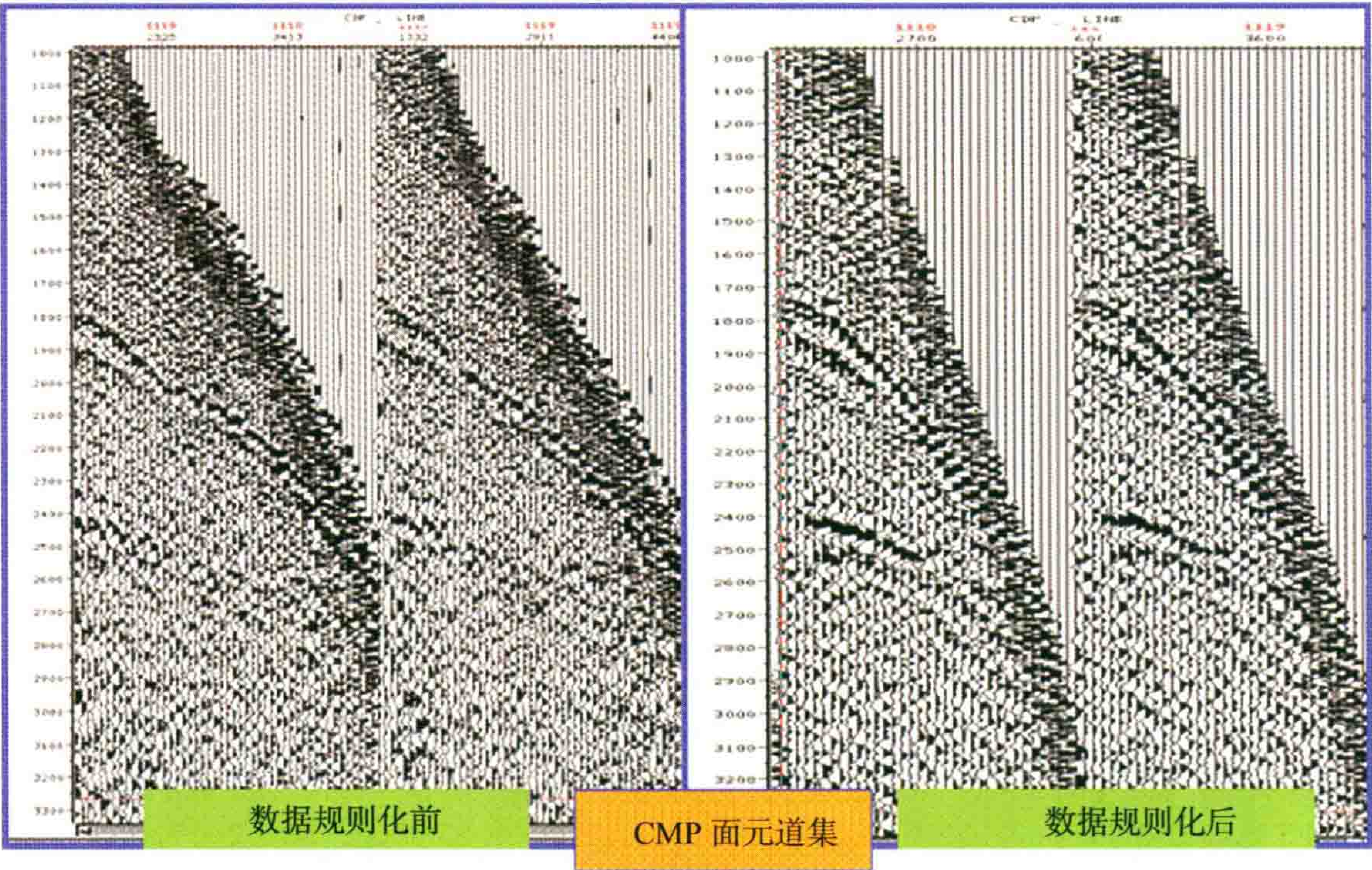


图 10 DMO 及 DMO-1 道集上的试验效果对比

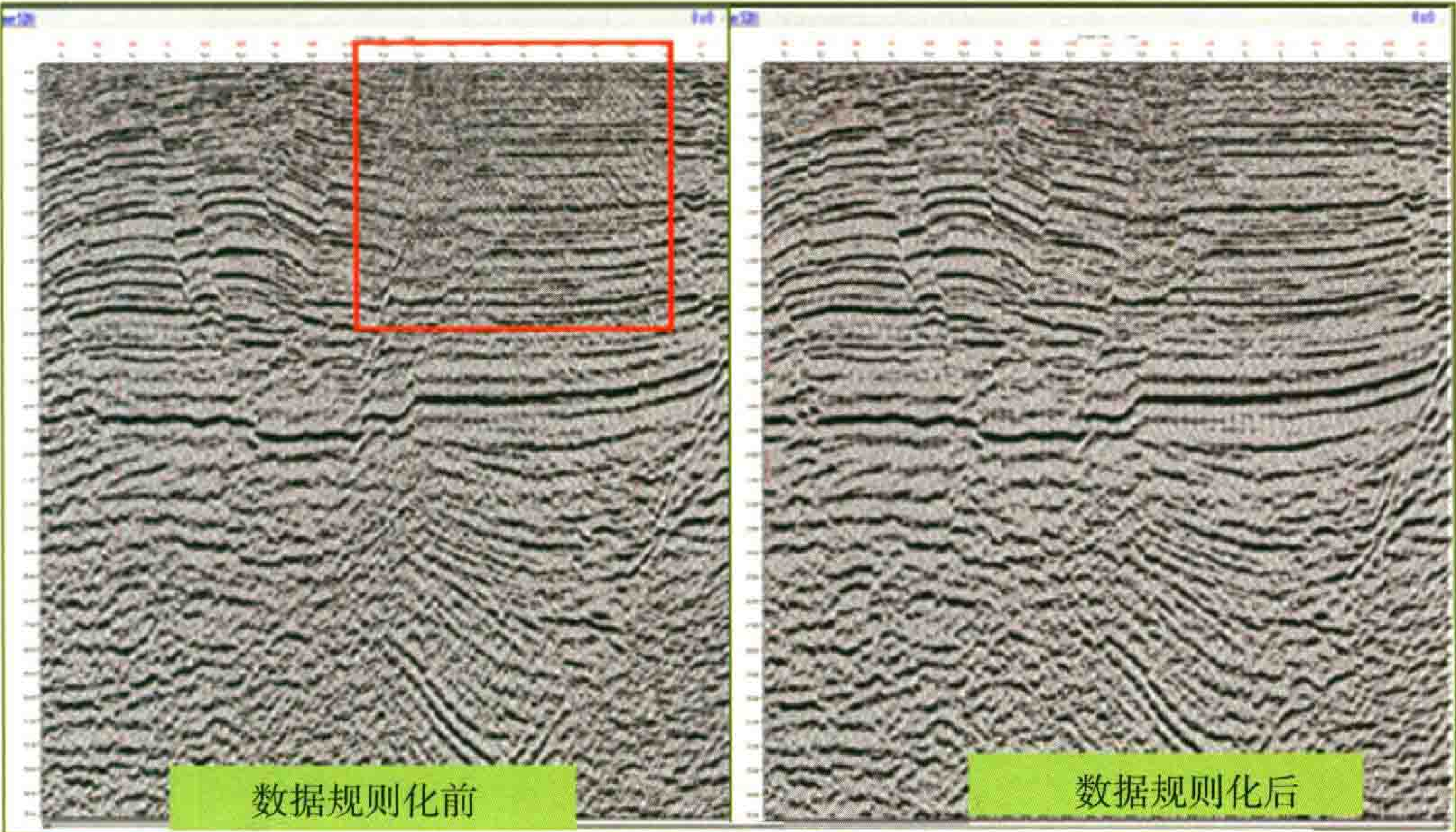


图 11　数据规则化前后偏移剖面的对比（据曹孟起资料）

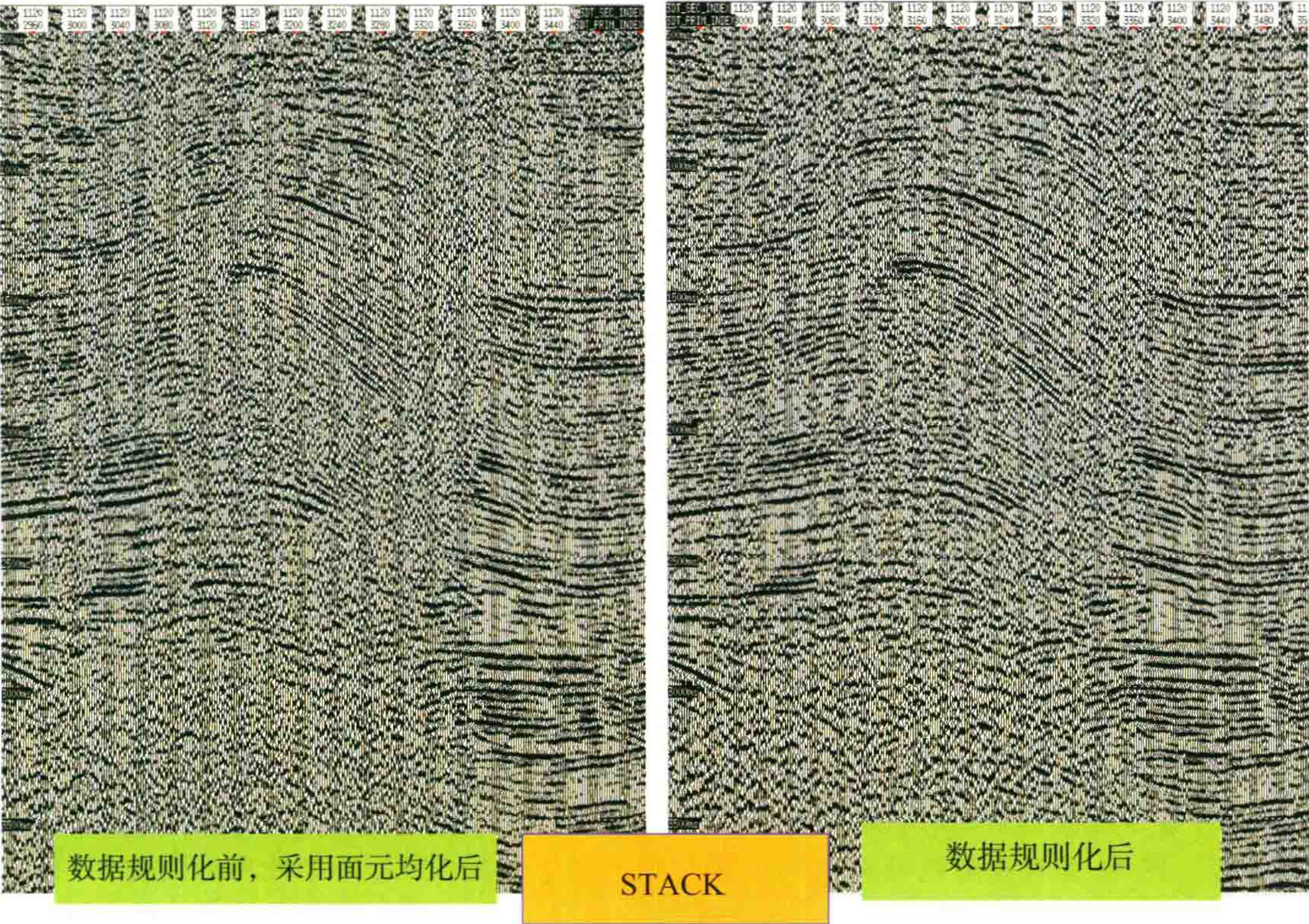


图 12　数据规则化前后叠加剖面的对比（左图采用了面元均化处理）

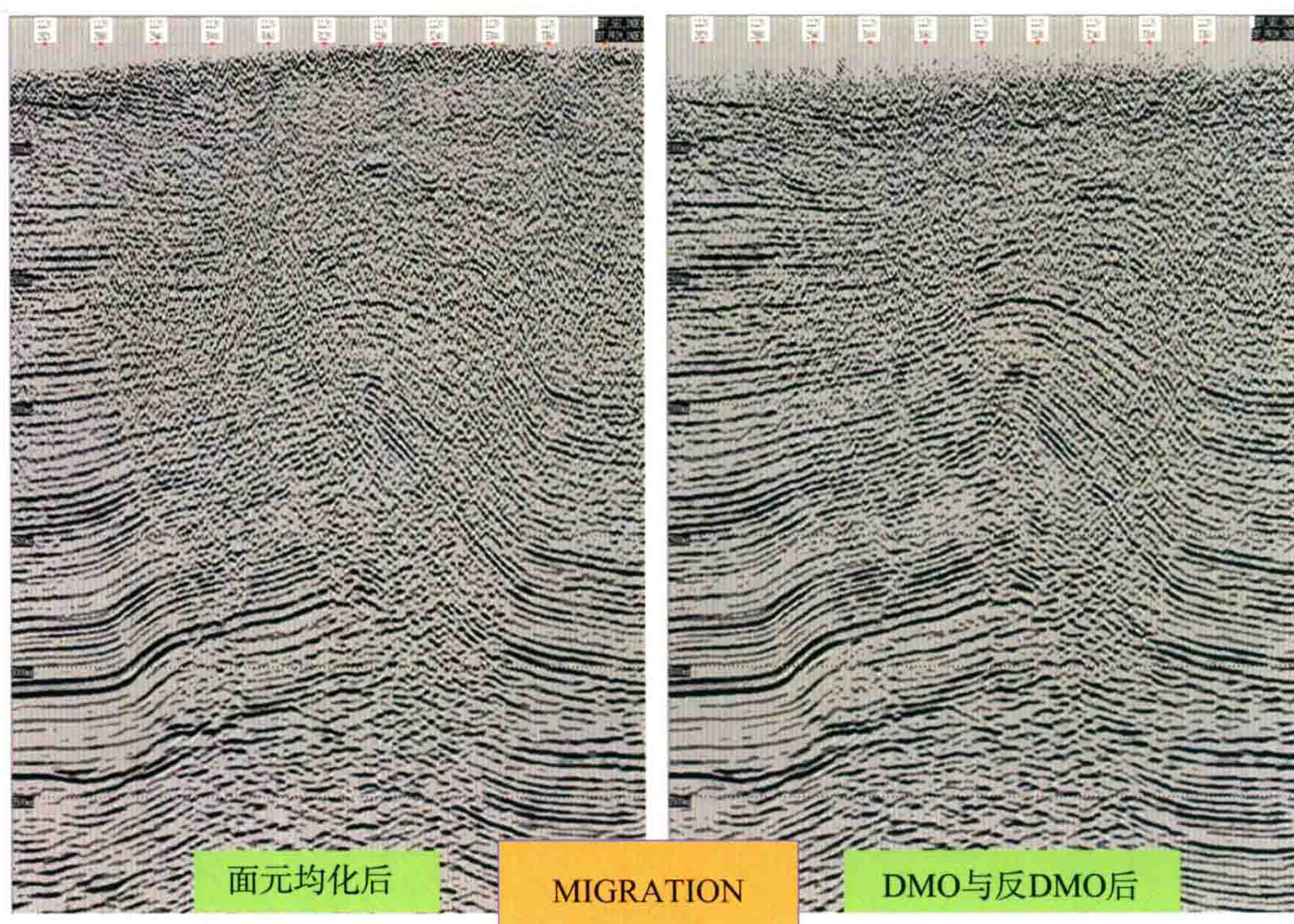


图 13　面元均化后与数据规则化后偏移剖面的对比

(二) 抛弃单域去噪,实施“多域判噪,合并执行”

地震干扰波与反射信号在所有的域里都有互相交叉的一部分。经过单域去噪,必然损害信号的一部分。所以,最好是在每个域里去噪时,记下被发现的噪声波形。在多域去噪后,我们把各域中提取的噪声模型识别其共同的部分,再从原始数据中将它减去。

(三) 关于 RNA 的问题

想提高地震资料的分辨率的主要努力方向是要改进高频端的信噪比。高频部分的干扰波往往具有随机干扰的特性,通常使用的 RNA(FXDECON)是个强大的压噪程序,它可以把随机干扰压制到 3～6 倍,但是剩下来的 1/3 至 1/6 的部分就是“道间相干”的“假信号”,它们与真信号无法区别,难以在后续处理中消除掉。如果某一个高频频率范围的原始信噪比小于 1/6,则一般在室内处理过程中是无能为力、很难挽救的。可见通过室内处理的压噪手段想扩展“有效频带”的能力也是有限的。有人说通过“三高”处理,可使 3s 处的反射波主频达到 100Hz,这纯粹是在制造假分辨率。

当然,在改进 RNA 模块保留对高频信号的真实性方面,还是有很大潜力的,例如国九英、周兴元的 FX 算子频域外推方法及朱生旺的思路还是很不错的方法,今后还应加以改进,这是拓展高频信噪比谱的一个正确途径。图 14 是常规随机噪声预测去噪与频域算子扩展 RNA 处理效果的对比图(研究院蔡加铭),从对比图看出频域算子扩展 RNA 处理效果要明显优于常规随机噪声预测去噪处理。图 15 是改进前后的频率-空间域算子外推预测去噪 RNA 技术处理效果对比(河南油田朱生旺),可看出经方向约束后效果有进一步的提高。

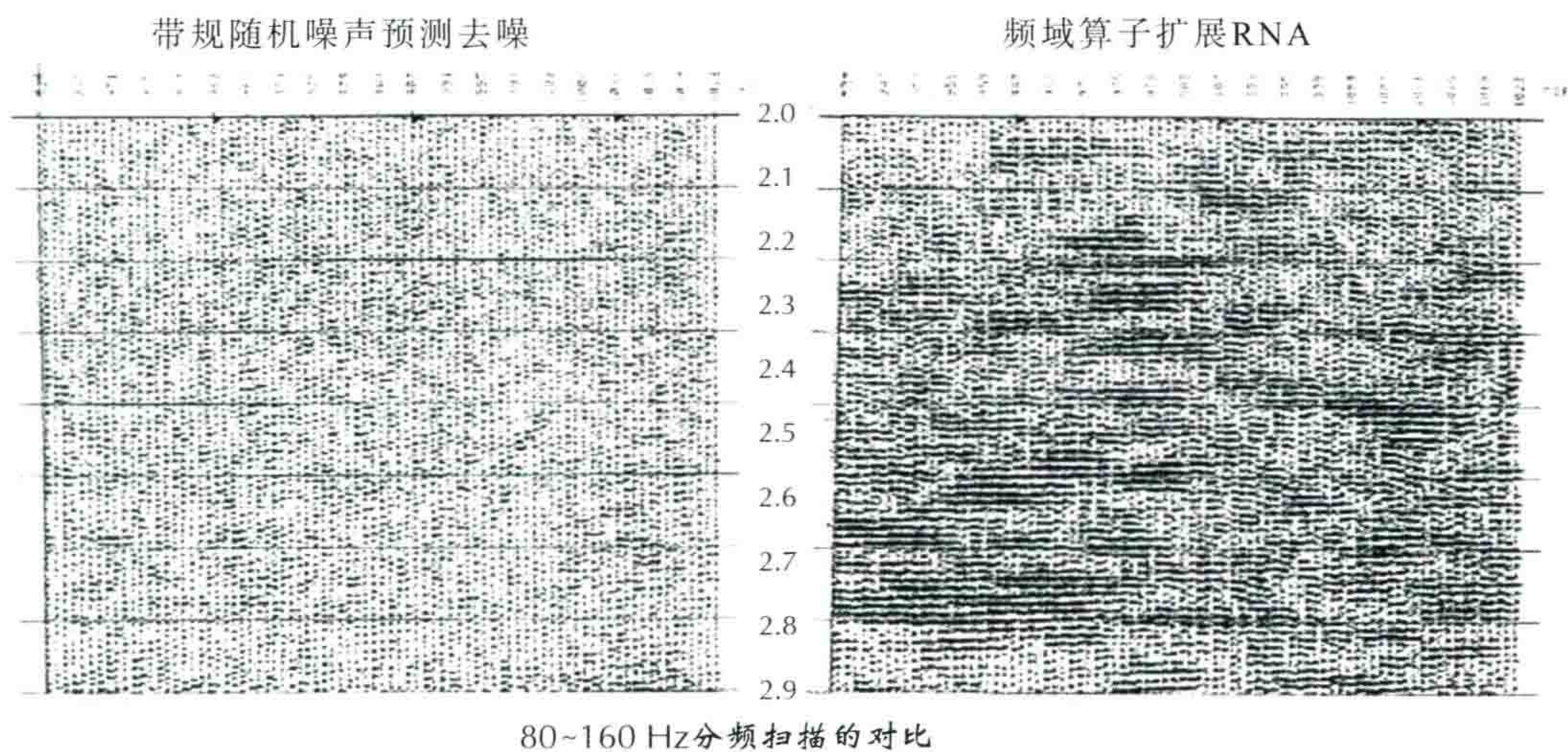


图 14　常规随机噪声预测去噪与频域算子扩展 RNA 效果比较

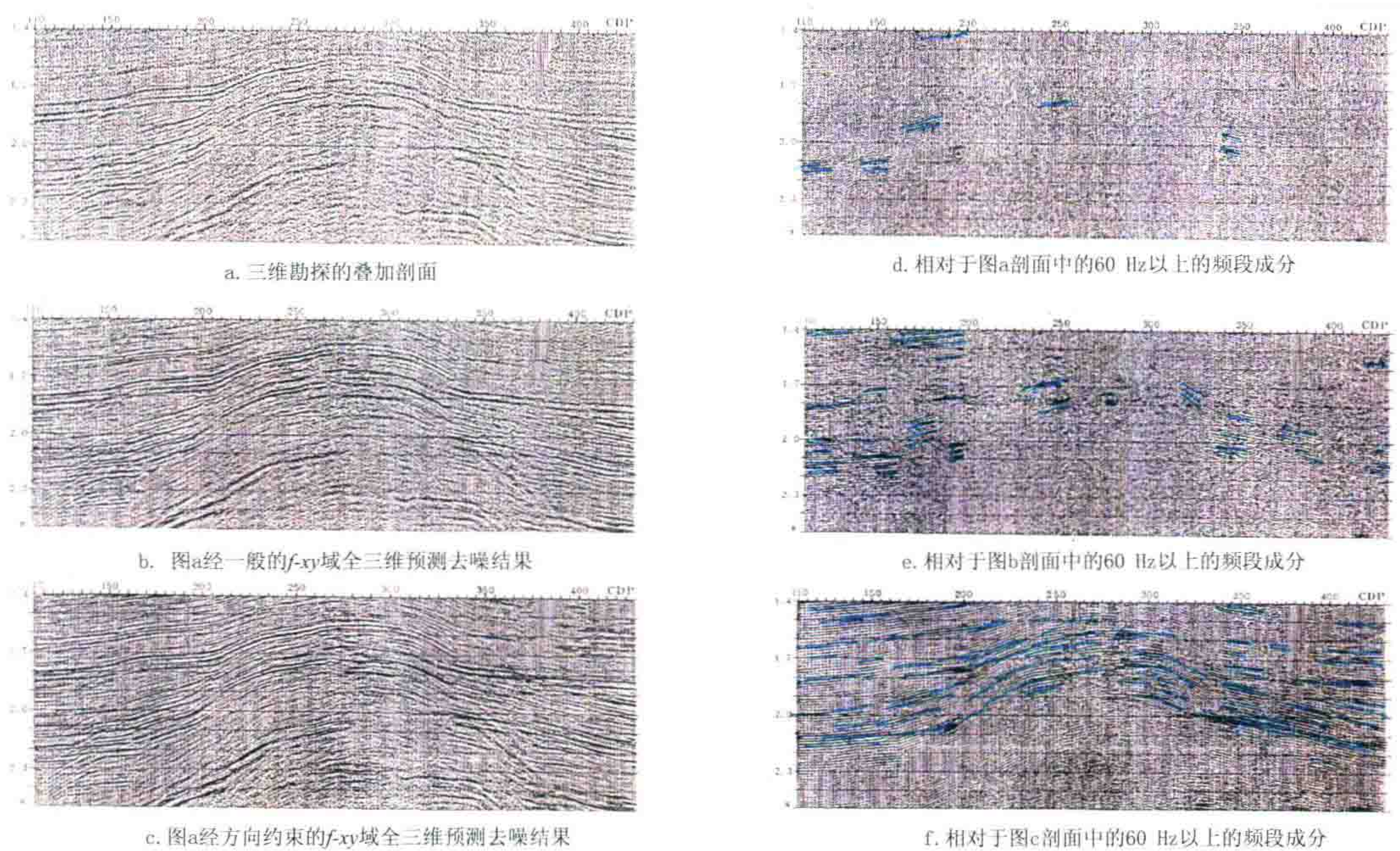


图 15　改进前后的频率空间域算子外推预测去噪 RNA 技术处理效果对比

（四）“拟合定向偏移”解决复杂构造的成像质量

三、资料解释方面：

关于资料解释方面我没有多少想说的，总的来说是我们的解释本事愈来愈大，140 种属性，任你选用，但由于主观取舍，因此往往缺乏客观的态度。我认为这是现在的主要问题。

计算机的功能愈来愈强，许多过去做不到的事情（如地震资料的叠前深度偏移），它现在可以做到。现在的象棋高手已经有时败于计算机的手下。这无疑会造成一种错觉，好像机器比人厉害。近年来呼声愈来愈高的“人工智能”与“神经网络”更是风靡到我们石油物探的许多领域，这是好现象。但是我们还是应该清醒地认识到：计算机和先进的软件是人制造的工具。

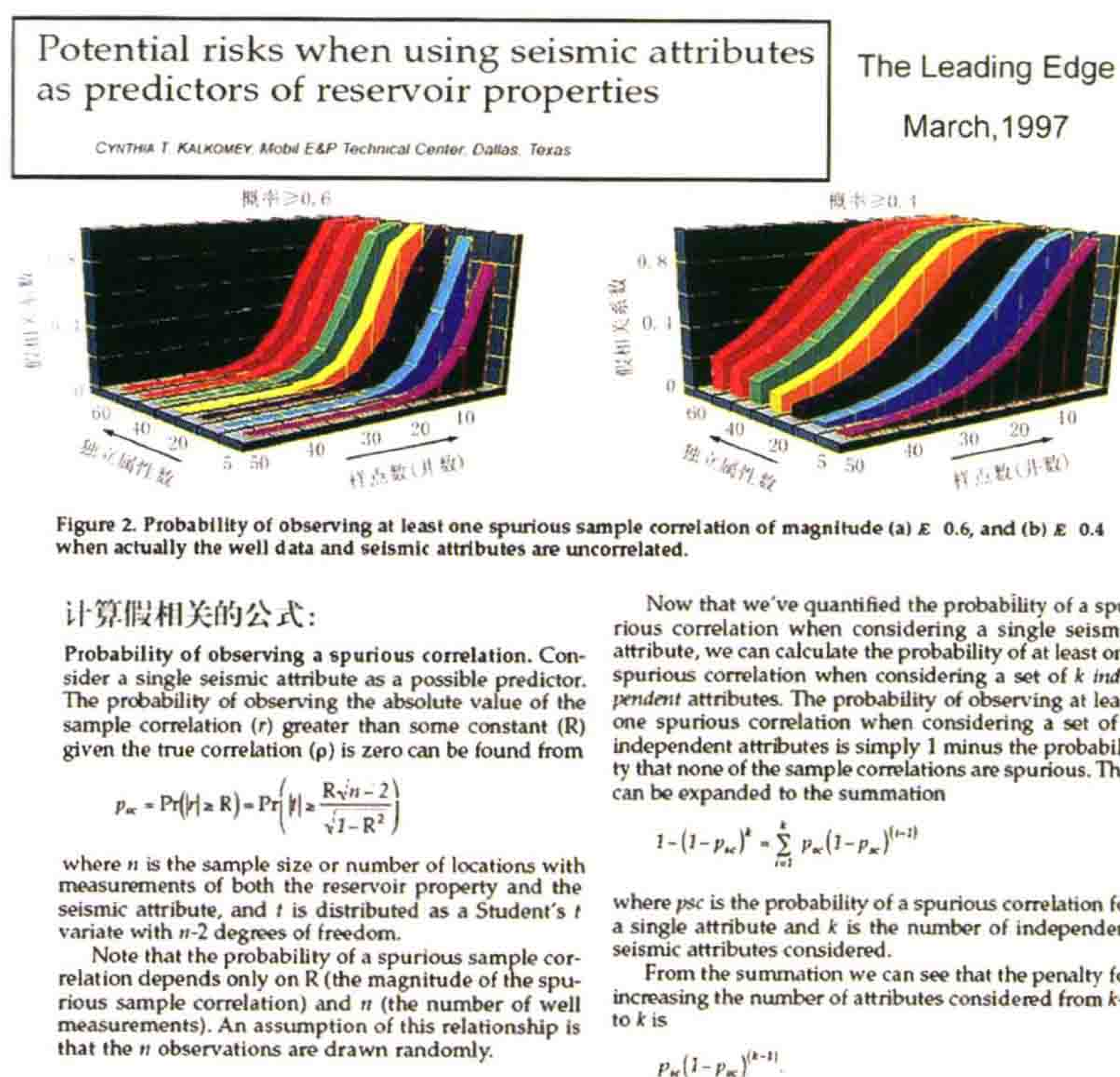
有人以为计算机的神经网络系统有“自学习”的功能，你只要提供给它有油和无油地方的地震道波形，机器就能自动的分析 20～40 个参数，从而“学会”判断是否含油气，进而预测哪里有油。这便是近年来“多

参数神经网络油气识别”的基本思路。这种方法在不同的油田上有时已取得某些效果(当然也有失败的例子)。许多地质学家对此十分感兴趣。

我曾经问一个专家:“在你这个地区地下含油气后,地震反射波形上到底有什么反应。到底哪种参数起主要的作用?”,他回答说:“人看不出来的波形差别,电子计算机能够分析出来。”这可能有些道理,但是对于人看不出来的波形差别,一味信赖电子计算机能够看出来,这恐怕是一种危险的倾向,弄不好变成一种“计算机算命”。

我认为今后要深入研究以下几个方面:① 应该注意“假相关现象”;② “符合率的真相”应该“通过模型正演来验证”;③ “预测符合率”与“探井成功率”不是一回事,因为完全不科学的“新”方法的预测符合率也可以等于50%;④ 什么叫“敏感”参数?

地震资料的属性分析有时不讲道理,我主要强调的是应该注意存在“假相关现象”。图16是Leading Edge (March,1997)发表的关于多属性参数相关性分析文章,该文从概率论的概念出发,分析表明,采用的地震属性参数越多,出现假相关现象概率的可能性就越大,井数越少假相关的可能性就越大。因为很多地震属性参数并不是独立存在的,而是彼此联系的。文中的图形曲线是在假定钻井数据与地震属性完全无关,观测到至少一个假相关样点的概率情况。



此图表示:假定井的数据与地震属性完全无关,却能够观察到至少一个假相关的概率情况。

图16 Leading Edge March,1997发表的关于多属性参数相关性分析文章

常言道:“知其然,还要知其所以然。”这才是正确的认识论。所以我强调:人们必须首先搞清含油气后到底会引起哪几个参数的改变。使感性认识上升到理性认识,人们才不至于陷入盲目性。一味迷信计算机会代我们做出正确判断,其实弄不好只是一种“计算机算命”。

1952年我在新疆做重力勘探,我队上的一位司机对我说:“我知道怎样找石油了。”我请他指教,他说:“地面的山头颜色发红便说明地下有油。”我一想,新疆、酒泉的油田都有红色地层暴露地面,这位司机的认识是有一定道理的,但后来在野外多走一些地方,就发现其实不少红色地层出露的地区地下却没有油。因此他的结论只是一种感性认识,并没有上升到理论认识。地面有红色岩石出露并不直接与地下含油气有着“内在的联系”。

还有一位地质家研究“沙漠与石油”的关系。从表面现实上看问题,好像上帝偷偷把石油的储量都埋

藏在沙漠的边上了，世界上从沙特阿拉伯、伊朗、伊拉克到北非都是富含石油的地区。但当人们冷静下来想一想，地球上这些沙漠其实一直到第四纪末期才开始形成。它们与地球内石油储量分布并无内在的联系。

那么好，如果我们把“红色岩石出露”或者“沙漠”作为参数来让计算机的神经网络做含油气判断的话，在中东及新疆可能取得某些成功，但其实这是没有道理的，如果把它用到其他地区就会错误百出了。如罗马尼亚油田地表是绿洲，大庆地表大多是水泡子—— 这就是“假相关现象”。

所以我强调：人们必须首先搞清含油气后到底会引起哪几个参数的改变，使感性认识上升到理性认识，这样人们才不至于陷入盲目。一味迷信计算机会代替我们做出正确的判断，其实弄不好只是一种“计算机算命”。看起来这种计算机算命的方法有时还很灵，因为多参数判别法最终的综合曲线始终是黑的大致占一半，白的占一半，所以对有油无油的“预报成功率”常常高于50%（因为即使是完全没有道理的乱猜，其预报成功率的统计值也会是接近50%），所以容易被认为效果不错。

此外我请大家注意：“预报成功率”不等于“探井成功率”，它们是两种不同的概念。

当然，我不是反对使用神经网络，神经网络本身是一种很好的工具，我不同意的是把它到处乱用，把人们自己都说不清楚的事情让机器去判断。

我以上说的这些认识难免有许多片面性，也可能我的表达方式还会影响部分人对人工智能、神经网络、多参数模拟识别技术研究的积极性，不过我的宗旨是希望大家避免盲目性，多思考实质性的问题，做到从感性认识上升到理性认识。

1992年7月，在石油部“全国非地震物化探工作会议”上，我说岩性探测直接找油技术是伪科学。孟尔盛老总也说Petro-Sonde那是骗人的。但是一些领导说：“用这个方法找油成功率可以达到70%～80%，它的原理暂时不明白不要紧，只要找到油就好呀，不管白猫黑猫抓住老鼠就是好猫吗。”阎敦实副部长问我说这句话对不对，我说：“这是理性认识和感性认识问题，今天抓住老鼠了，可能是瞎猫碰到死耗子，到明天那瞎猫和懒猫就抓不住老鼠了。”我向他们说：“今后你们在每口探井开钻之前，让我去给你们作预报。我向天上扔个分币，掉下来是正面就说是有油，掉下来是反面就说没有油。这样一来，我的预报成功率一定接近50%。”也就是说不科学地胡猜还有50%的成功率。如果你懂一点地质知识，看一看地面的钻机设备，你就大致能猜到油层的深度，加上这些“先验知识”，Petro-Sonde的专家们预报成功率就可以达到70%～80%。此外，请注意：你们别以为“预报成功率”就是“探测成功率”，不少人还以为“我打两口井就有一口成功见油”。殊不知这根本是两种概念，猜测哪里有油得打出油来才算数呢。

所以“预测符合率”与“探井成功率”不是一回事，完全不科学的所谓“新”方法的预测符合率等于50%。要注意“假相关”，有很多解释软件可能存在这种问题。有人说只要找到预示含油气的敏感参数就行了。什么叫“敏感”参数呢？现在有140多种参数，预测直接找油技术就是先去找与油气有关的敏感的参数，开始叫优选参数，从140多种中优选出7、8个参数，怎么优选的呢？他是根据钻井的符合率来优选的，叫作敏感参数。我说这种敏感也可能是假相关，不能根据符合率高就投它的票，应该把道理讲出来，真正的理性分析应该是通过正演模型验证它，才说明的确含油气与这种参数具有关联。实际上地震波的波形受影响的因素太多了，例如振幅参数，它不光与反射系数有关，而且也同相邻的砂层的互相叠合有关，在不同的频挡上也不一样，不同人的处理、不同的软件与处理方法等也是不一样的，都会产生差异。因此敏感参数它也有不可信的地方，所以对“新方法”、“新软件”要考证它的理论基础，不能光看预测符合率。有些属性参数是非独立的，如自相关参数，自相关的零点值完全与振幅是非独立的，振幅高自相关的零点值当然就大，因此这两个参数就有非独立的部分。自相关第一个过零点的时间也是个属性参数，它也是非独立的，因它与地震波的主频有关。我曾经写过一篇文章，叫“含油气砂岩的频率特性和振幅特性”，在那篇文章里，我分析了一下，我认为频率参数是非独立性的，不完全独立。通过分析地震剖面我归纳出，强波必胖。有人总结出对找油来说最有用的参数是振幅和频率，含油气特征一是振幅强，尤其是低频振幅强；二是频率低，这是因为强波必胖。强波一般频率低，这是由于每个子波都充分的表现自己所引起的。因此，

直接找油方法还是“亮点”。

有些方法本身是多解的，地球物理问题很多是多解的，但我们往往给人家的答案是很肯定的。搞解释写文章的人总是写得头头是道，现在有很多新方法，尤其是最近的“虚拟现实”，各种各样的彩色显示，搞得很漂亮，很诱人，使人感觉到很难不相信它，其实是很不可靠的东西。但是不管怎样，地球物理是逐步向前不断发展的，在发展的过程中肯定会有很多杂七杂八的东西掺杂进来，鱼龙混杂。尤其现在小公司很多，他们为了生存肯定采用各种办法来让油公司相信他们的。

对火成岩储集层及碳酸盐岩缝洞预测及含油气性的预测是世界级的难题，目前只能多作尝试，但对“新方法”要考核它的理论基础，不能光看预测符合率，有些属性参数是非独立的，有些方法本身就是多解的。

我这里提出的今后地震勘探的技术进步方向仅仅是我从我国物探现状所提出的几个课题。希望领导层能够组织力量，在近期分别立项，争取早日有所突破。

参考文献

[1] 王喜双，谢文导，邓志文. 高密度空间采样地震技术发展与展望[J]. 中国石油勘探，2007，12(1)：49.

[2] 石油物探专业标准化委员会. SY/T 5314—2004 地震资料采集技术规程[S]. 北京：石油工业出版社，2004.

[3] PALAZ I，MARFURT K J. 碳酸盐岩地震学[M]. 北京：中国石油学会物探专业委员会，1998.

2012 年 2 月

文章编号 216



介绍物探技术最新发展动态



这是 2012 年我在中国海洋大学向海洋地球科学学院老师及研究生介绍的物探技术最新发展动态。

每年冬天，我回物探局，参加各种年度地震资料采集、资料处理和解释方面技术总结的会。我对每个会议都用心听取，吸取营养，我把它当作一次“充电”的过程。

当老师的人，如果在专业方面吃老本，那么他就只是一个“教书匠”。不能“与时俱进”，就不是一个好老师。同样一个物探人员不增长专业知识，也不是个好的物探人。

此文是我在中国海洋大学海洋地球科学学院的讲课内容，材料来自东方地球物理勘探公司的 2011 年度技术进步总结。

近年来石油物探技术飞速发展，这里重点介绍东方地球物理公司十一五期间的主要进展。

东方地球物理公司通过近年来的不断努力，已经成为世界上第三物探公司，陆上第一。

汇总起来，有以下四方面的全面、系列成套的创新：

1. 软件创新

包括三个软件：① GeoEast-v2.3；② KLseis-v6；③ GeoSnap 测量软件包。

这些软件版本不断更新，推广有力，并在生产中产生了实效。

2. 装备创新

包括三项：① ES109 地震仪器；② 低频震源；③ 滩浅海装备。

3. 成套技术的集成创新

包括以下技术：① 宽线＋大组合克服山地二维剖面的质量；② 山地三维地震成套技术；③ 可控震源高效采集技术；④ 碳酸盐岩储层高产稳产技术；⑤ 复杂油气储层的综合解释技术；⑥ 三维重磁电勘探技术。

4. 新领域开拓的创新

包括以下几个方面：① 煤田高精度三维勘探技术；② 煤成气勘探技术；③ 微地震压裂效果检测技术；④ SAGD 注热蒸汽四维地震监测技术。

这些创新获得了明显的经济与社会效果，包括以下几个方面：

① 英雄岭山地地震打开了柴达木盆地油气勘探的新局面；

② 东部岐口等富油洼陷的高精度三维地震带来了新一期的油气增长；

③ 宽方位、高密度三维地震开创了塔里木盆地的碳酸盐岩油气勘探开发的效能；

④ 煤田高精度三维地震已经产生明显经济与社会效果，减少了工程损失和煤田事故。

一、软件集成是技术先进的载体，集中反映了技术创新的能力

（一）GeoEast2.3 处理解释一体化软件

“十一五”以来，持续完善 GeoEast 处理解释一体化软件，重点开展深度域成像、海上处理、VSP 处理、多波处理、现代属性及叠前反演等功能的研发和扩充，最新的 GeoEast2.3 在功能和性能方面得到了全面提升，实现了技术能力的跨越发展。

技术能力的跨越（图 1）：

① 从只能够完成陆上处理作业到可以完成海上处理（OBC、拖缆）作业；

② 从只能完成地面地震处理到可以完成井中（VSP）处理；

③ 从只能完成纵波处理到可以完成多波处理（转换波）；

④ 从只能完成叠后偏移到可以完成叠前偏移（起伏地表、深度、逆时）；

⑤ 从只能完成构造解释到可以完成储层解释。

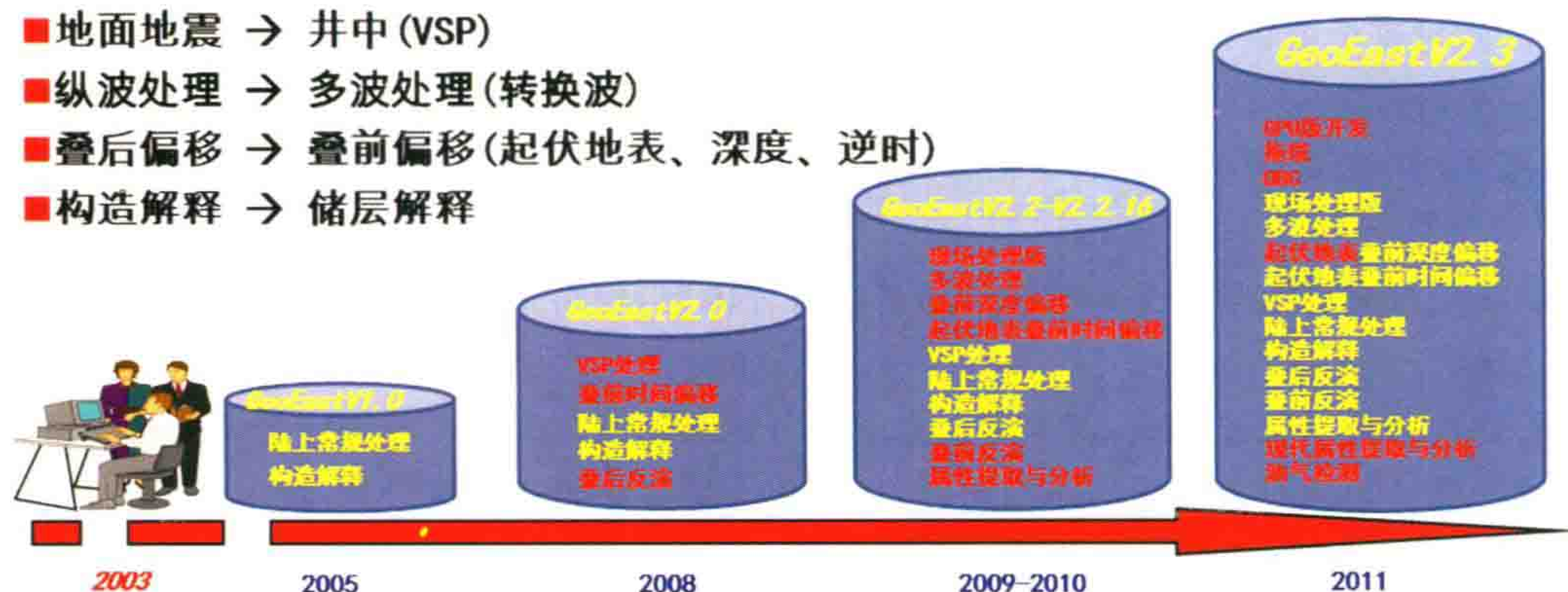


图 1 GeoEast 发展历程

GeoEast2.3 处理解释一体化软件具备八大处理解释功能（图 2），基本上达到了国际同类软件水平，具备了与国际主流商业软件比肩的能力。目前（2011 年底），GeoEast 在中石油安装 18319 个核，中石化1356 个核，赠送院校 976 个核（表 1，2）。



图 2 GeoEast 处理解释一体化平台所具有的功能

表 1 2011 年底 GeoEast 累计安装与培训统计

GeoEast 累计安装数统计 截止日期:2011 年 12 月 13 日

单位	集群版			单机版	解释版	Lightning		
	套数	节点数	核数	套数	套数	套数	节点数	核数
东方公司	80	3418	81838	128	63	9	1336	14016
中石油	12	469	2065	7	2	2	468	2896
中石化	4	194	1356	7				
院校	11	374	2256	15				
中海油服						1	216	1728
小计	107	4455	87515	157	65	12		18640

表 2 2011 年 GeoEast 用户培训统计

	东方公司	中石油	中石化	院校	合计(人)
GeoEast 处理	114	15+37 *	29	50	208+37
Lightning	29	37 *			66
GeoEast 解释	117	28			145
现场处理	280				280
小计	540	80+37	29	50	699+37

*:同时学习 2 个系统

在计算机装备方面,BGP 发展速度很快。2011 年 PC—Cluster 处理速度已经达到每秒 230 万亿次以上浮点运算(峰值)。2005 年达到 5000 个 CPU,2007 年达到 12000 个 CPU。2010 年处理中心达到10000 个 CPU,20000 核的 PC 集群。2011 年东方公司共计达到 18000 个 CPU,36000 核。大部分是国产“曙光”计算机,多数采用双核。最近又装备了一批 GPU 图形处理器,加快了运算速度。

GeoEast2.3 处理解释一体化软件在叠前偏移成像方面,研发了积分法、差分法单程波和双程波等叠前偏移成像系列,达到国际先进水平(图 3)。

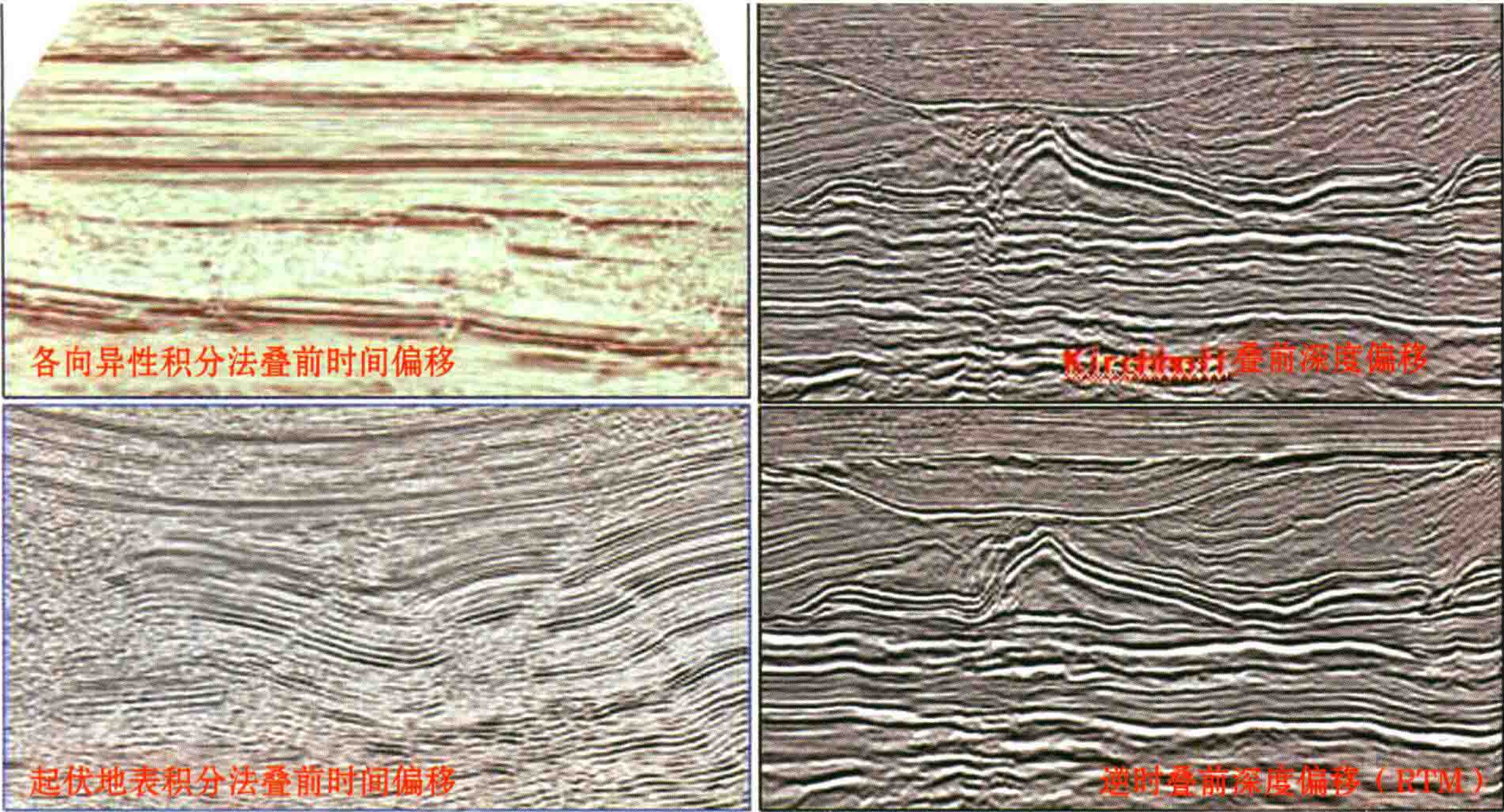


图 3 GeoEast2.3 几种叠前偏移成像模块偏移效果

在现代地震属性方面，研发了 78 种体属性和 53 种层属性的提取与分析功能，为解决复杂地质问题提供了新的技术手段，达到国际先进水平(图 4)。

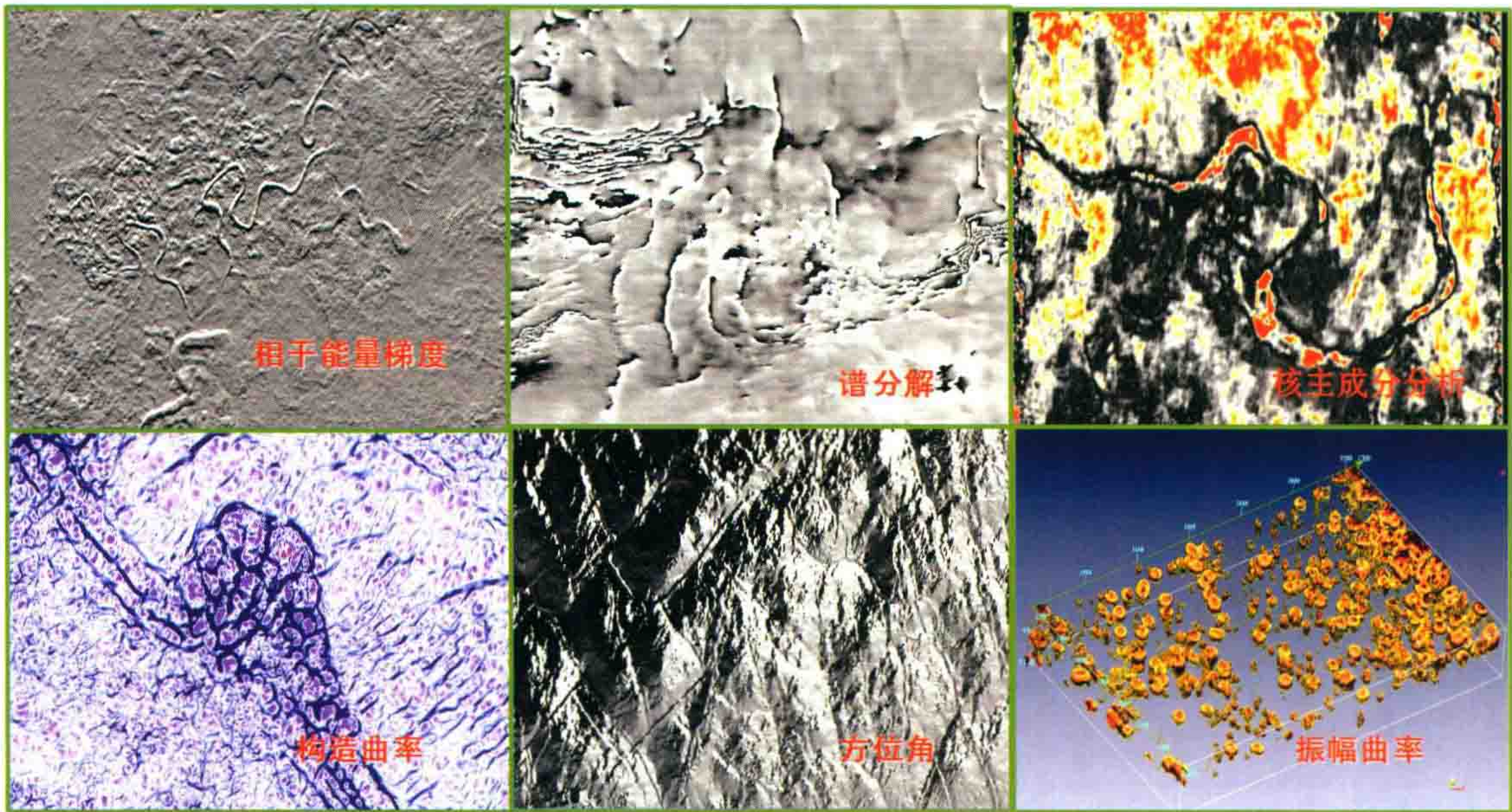


图 4 GeoEast2.3 解释软件属性提取功能效果展示

(二) KLSeis6.0 地震采集工程软件

“十一五”以来，持续完善 KLSeis 地震采集工程软件，重点开展海上拖缆、海上 OBC、滩浅海过渡带、VSP、陆上复杂区地震采集技术设计与质量控制的功能研发和扩充，目前的 KLSeis6.0 功能更加齐全，性能更加稳定，为公司采集技术进步、提高采集质量发挥了重要作用(图 5)。

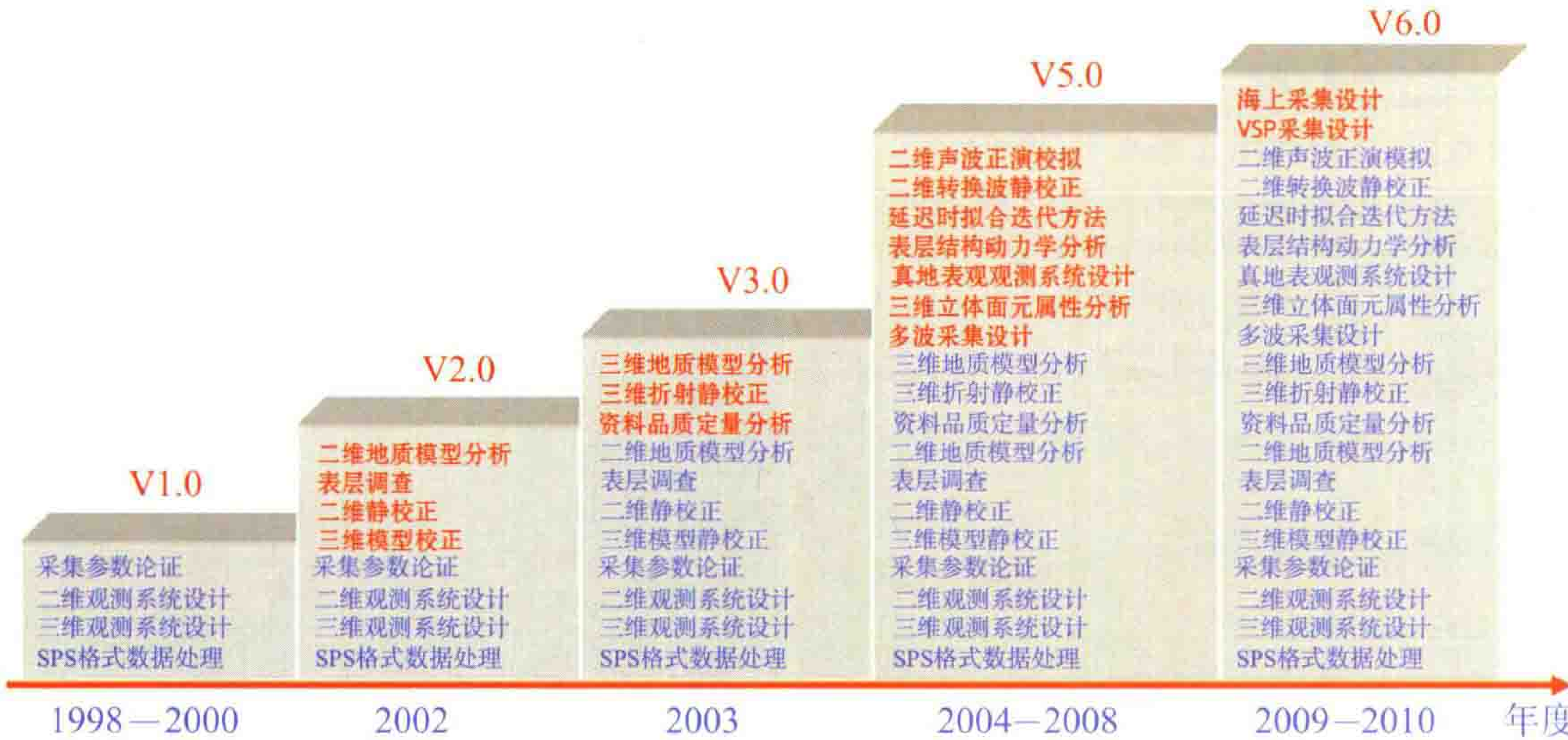


图 5 KLSeis 采集软件功能的研发与扩充进程

KLSeis6.0 具有陆上、海上、VSP、模型正演、静校正、资料品质分析等六大功能，达到国际同类软件领先水平。在中油集团、中石化集团安装 454 套，中石油单位覆盖率 100%，国内市场占有率 60%以上。

研发了海上拖缆、海上 OBC、过渡带全流程采集技术设计功能，为海上和过渡带地震勘探业务和技术快速发展提供了有力支撑。

研发了面向叠前偏移处理、复杂地表和地下构造的三维可视化设计、模型正演、照明分析等功能，为陆上复杂区地震采集设计提供了有力支撑。

（三）GeoSNAP 物探测量软件

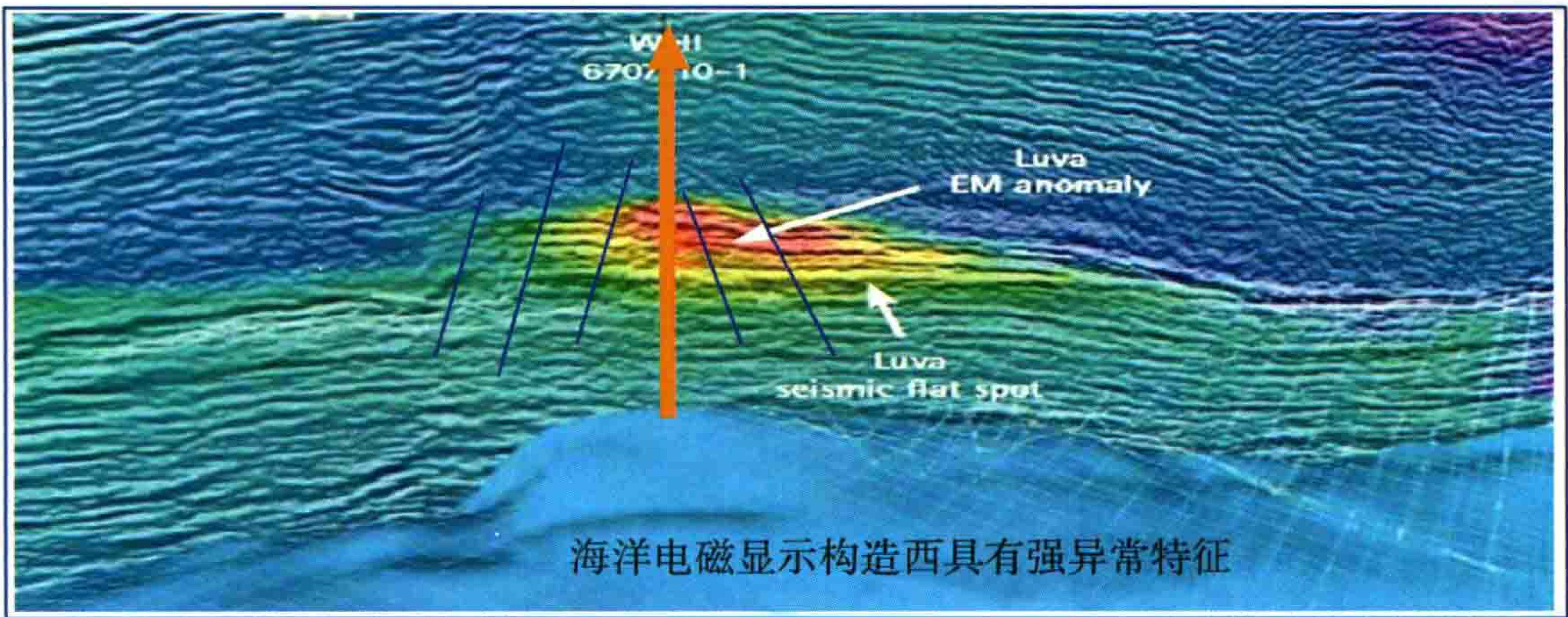
自主研发了具有国际先进水平的物探测量软件 GeoSNAP，实现了从陆地到滩浅海、到深海物探测量技术的无缝连接，在东方公司国内项目应用率 100%，在国外项目应用率 64%（图 6）。



图 6　物探测量软件 GeoSNAP 功能示意图

（四）GeoGME1.0 重磁电处理解释软件

自主研发了国际先进水平的重磁电处理解释软件 GeoGME1.0，具备重力、磁力、电法、MT&CEMP、CSAMT 等资料处理及解释能力，填补重磁电处理解释软件空白，在东方公司获得规模化应用（图 7、图 8）。



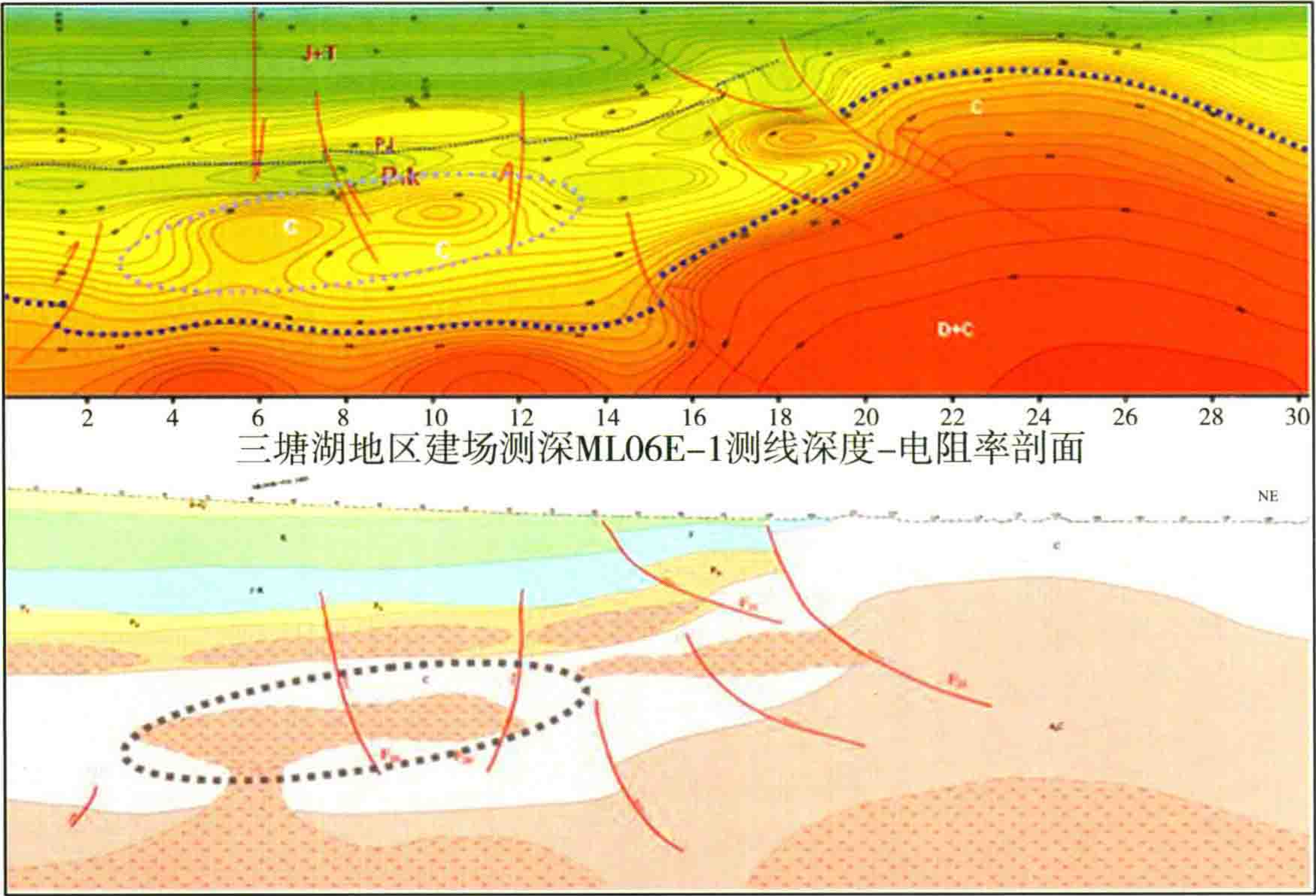


图 7 重磁电处理解释软件 GeoGME 应用效果展示



图 8 重磁电处理解释软件 GeoGME 功能示意图

二、装备进步，为物探技术进步提供有力支撑

物探核心装备研制取得重大突破，东方公司已具备从陆上到浅海过渡带和深海的物探装备研制能力，形成了一批先进适用的物探装备系列，为物探技术进步提供了有力支撑。

（一）自主研制ES109万道地震仪

自主研制了大型万道地震仪ES109（图9），填补了地震仪器研制空白，被列为中国石油集团2009年十大科技进展之一，成为国家油气重大专项的标志性成果之一。



图9 自主研制的大型万道地震仪ES109

在性能和功能方面，实现了高速数据传输、快速道数扩展等4项技术创新，19项主要指标达到国际主流仪器相当的水平，在二维实时采集、数据传输、检波器在线快速测试等3方面具有优势。

大型万道地震仪ES109已经实现了产业化，图10所示为ES109投产剪彩仪式，2011年3月完成13000道制造。11月15日，圆满完成准噶尔西泉1井区高密度现场试验（完成井炮8120，日效538炮，可控震源10307炮，日效412炮），仪器功能和性能能够完全满足生产需要。



图10 ES109投产剪彩仪式

（二）自主研制KZ34/KZ28LF可控震源

自主研制了具有国际先进水平的KZ34大吨位可控震源和全球范围内首台经过野外采集检验的

KZ28LF 低频可控震源，在山前带采集、高效采集、宽频采集、安全环保施工等方面发挥了重要作用（图 11、图 12）。



图 11 KZ 系列国产震源示意图



图 12 国产震源在采集施工中

（三）十二缆深海拖缆船

自主研制了具有国际高端作业能力的十二缆深海拖缆船，掌握了拖缆船设计和优化、收放系统和等浮电缆设计及制造技术，在安全性、稳定性和高效节能等方面达到国际先进水平，提升了深海装备研发能力和海洋地震勘探技术水平，增强了国际市场竞争力（图 13、图 14）。



图 13 十二缆深海拖缆船



图 14　深海电缆船系列

（四）滩浅海勘探装备系列

自主研制了具有国际领先水平的滩浅海勘探配套装备，形成了浅海气枪震源、地震钻井装备、电缆收/放装备及配套运载装备系列，有力地支撑了滩浅海地震勘探技术和业务的快速发展(图 15)。



图 15　滩浅海勘探配套装备系列

其他还有地震钻机系列、沼泽地震勘探装备系列、沙漠勘探装备系列等。

装备与软件技术的发展为地震采集技术的发展提供了有力的支撑，使得以下几项技术获得发展。

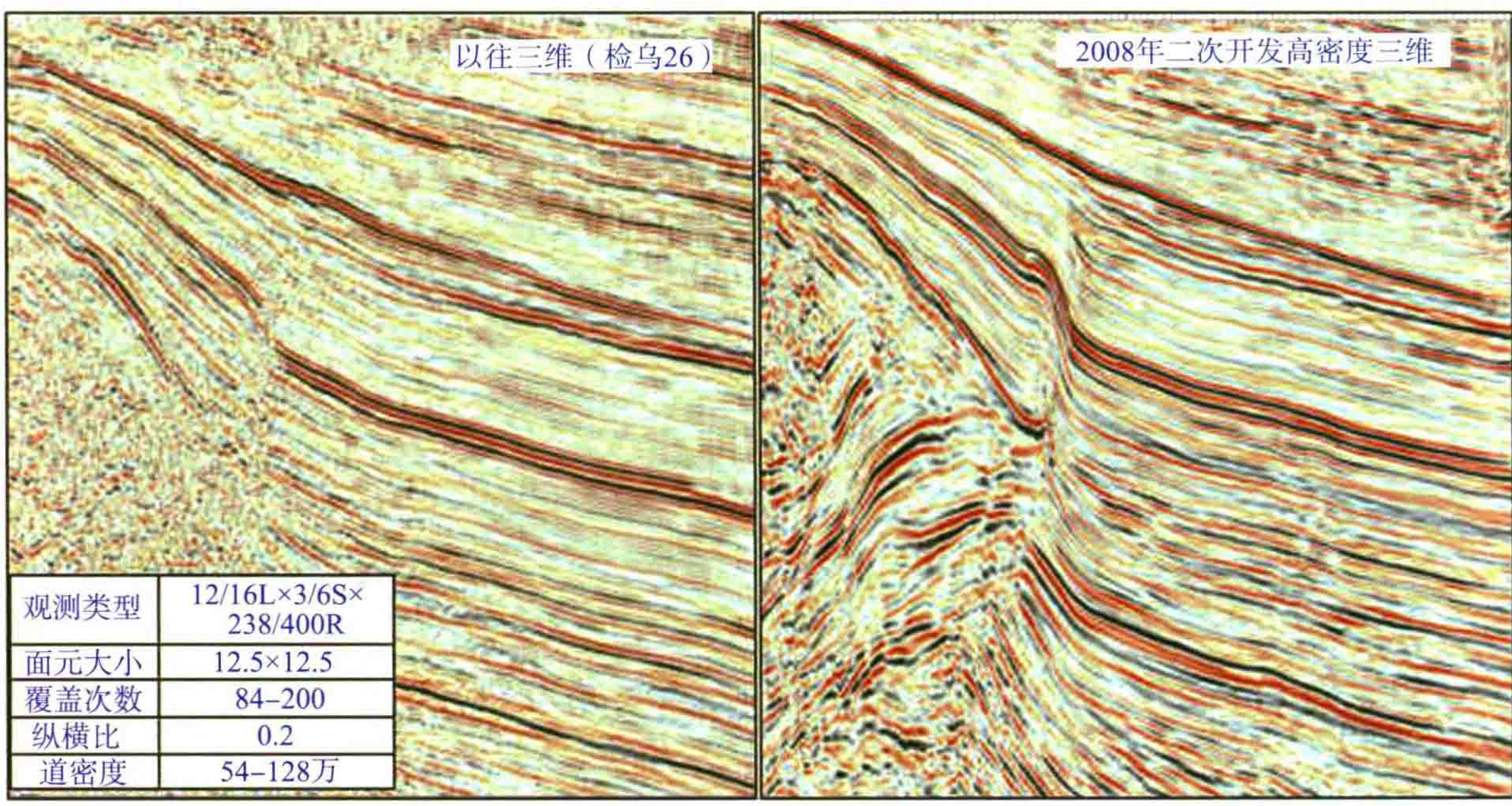
1. 可控震源高效采集技术为陆上高密度三维地震勘探提供了保障

研发了可控震源谐波压制、邻炮干扰压制、海量数据质控等关键技术，掌握了可控震源高效采集技术，这些在技术和经济上为陆上高密度三维地震勘探提供了保障(图 16)。



图 16 可控震源高效采集技术系列

高密度地震勘探技术在克拉玛依油田二次开发三维中进行了系统试验，大幅度改善了资料品质，为油田增储上产发挥重要作用(图 17)。

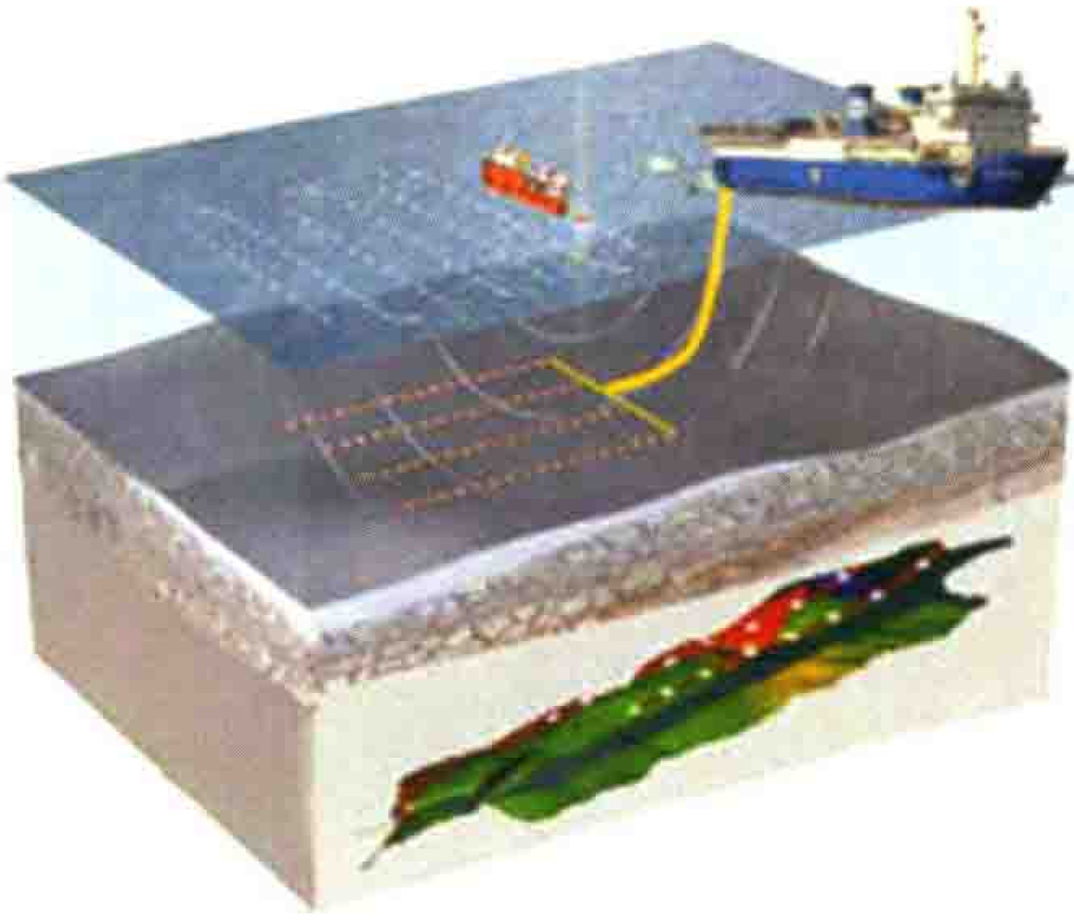


观测类型	12/16L×3/6S×238/400R
面元大小	12.5×12.5
覆盖次数	84-200
纵横比	0.2
道密度	54-128万

图 17 普通三维与高密度三维剖面对比

2. 海上地震勘探技术实现了从无到有

掌握了深海拖缆和 OBC 地震勘探等关键技术，具备了深海地震作业能力，业务逐渐延伸到地中海、波斯湾、大西洋、墨西哥湾等国际竞争激烈的地区(图 18)。



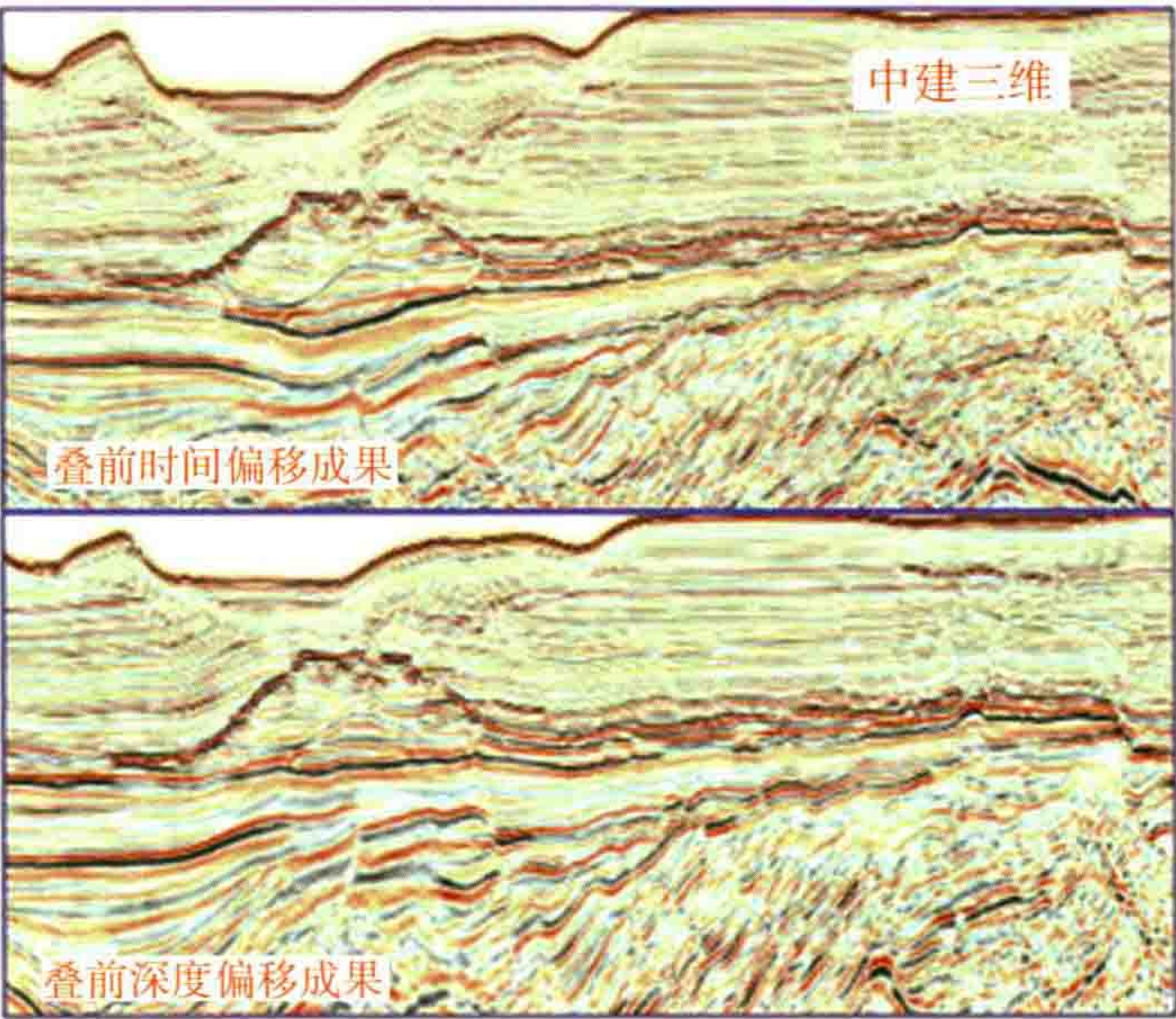


图 18　海上地震勘探成果

3. 转换波地震勘探技术取得显著进步

通过自主研发，同时借鉴和吸收国内外研究成果，在转换波关键处理技术研发上取得显著进展，具备了 3D3C 勘探能力，为公司陆上多波、海上 OBC 勘探提供了有力支撑(图 19)。

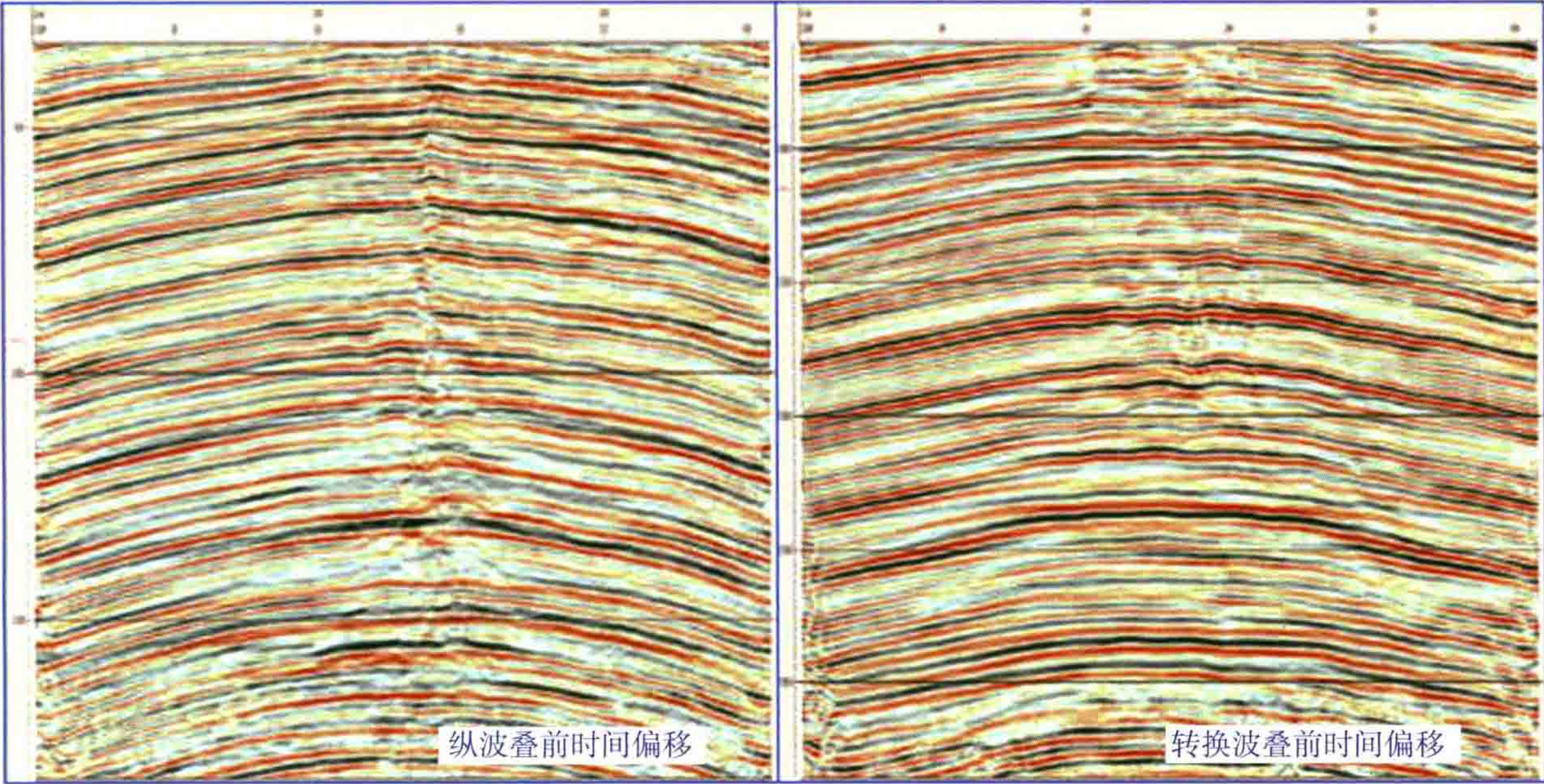


图 19　转换波与纵波叠前时间偏移剖面
右图改进了气云造成的中部干扰区的成像

三、物探技术攻关增强了找油找气保障力

“十一五”期间，东方公司围绕集团公司油气资源战略及物探攻关部署，针对油田公司勘探开发技术难点，在 6 大领域、9 大盆地、25 个重点区带开展一体化攻关，发展先进适用配套技术，取得了一系列技术突破，配合油田公司取得了一批重要成果。

（一）碳酸盐岩地震技术攻关

成效 1：配合塔里木油田形成塔中、塔北两个大场面(图 20、图 21)。

钻井成功率大幅度提高：

① 储层钻遇率近 100%；

② 高产油气井比率超过 70%；

③ 高效井比率接近 30%。

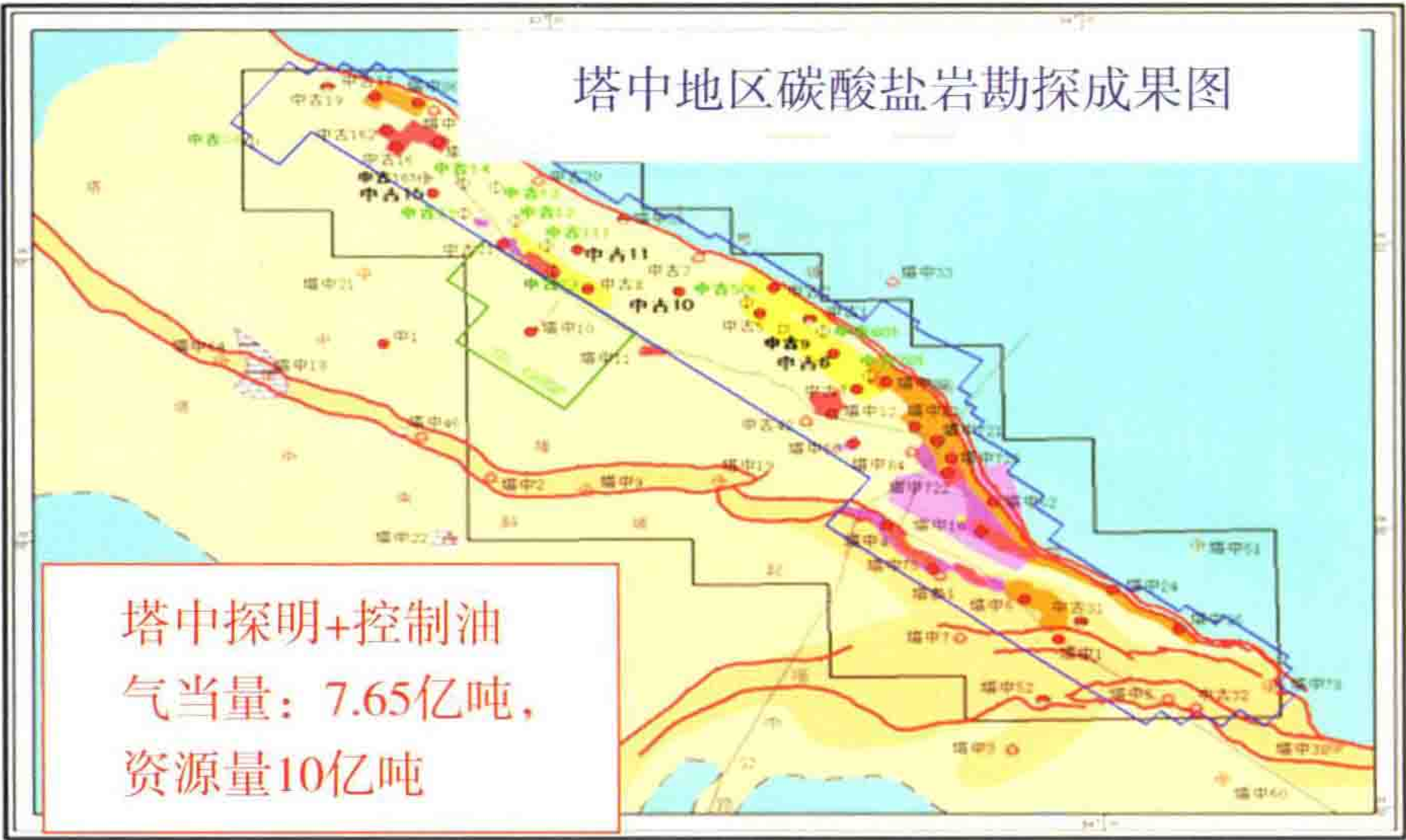


图 20 塔中地区碳酸盐岩勘探成果图

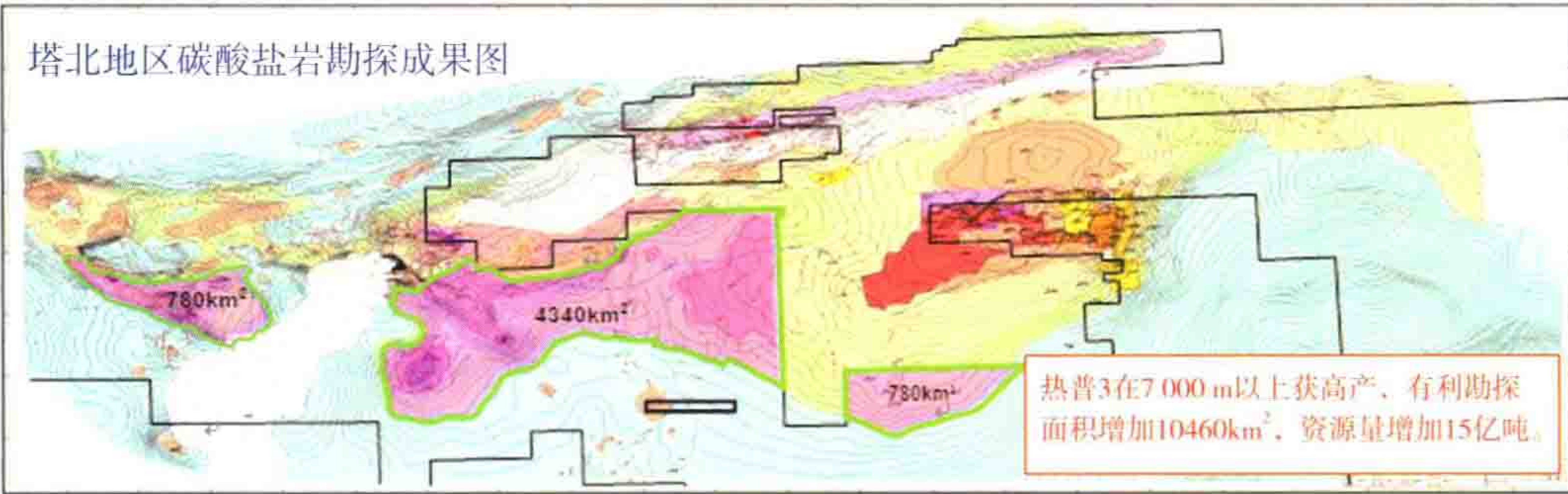


图 21 塔北地区碳酸盐岩勘探成果图

成效 2：配合四川油气田在龙岗气区取得重要成果(图 22)。

开展环开江—梁平海槽台缘带生物礁及鲕滩储层有利区带评价与优选，先后发现了 LG62 井、LG68 井等高产气井，为西南油气田公司增储上产发挥了重要作用。

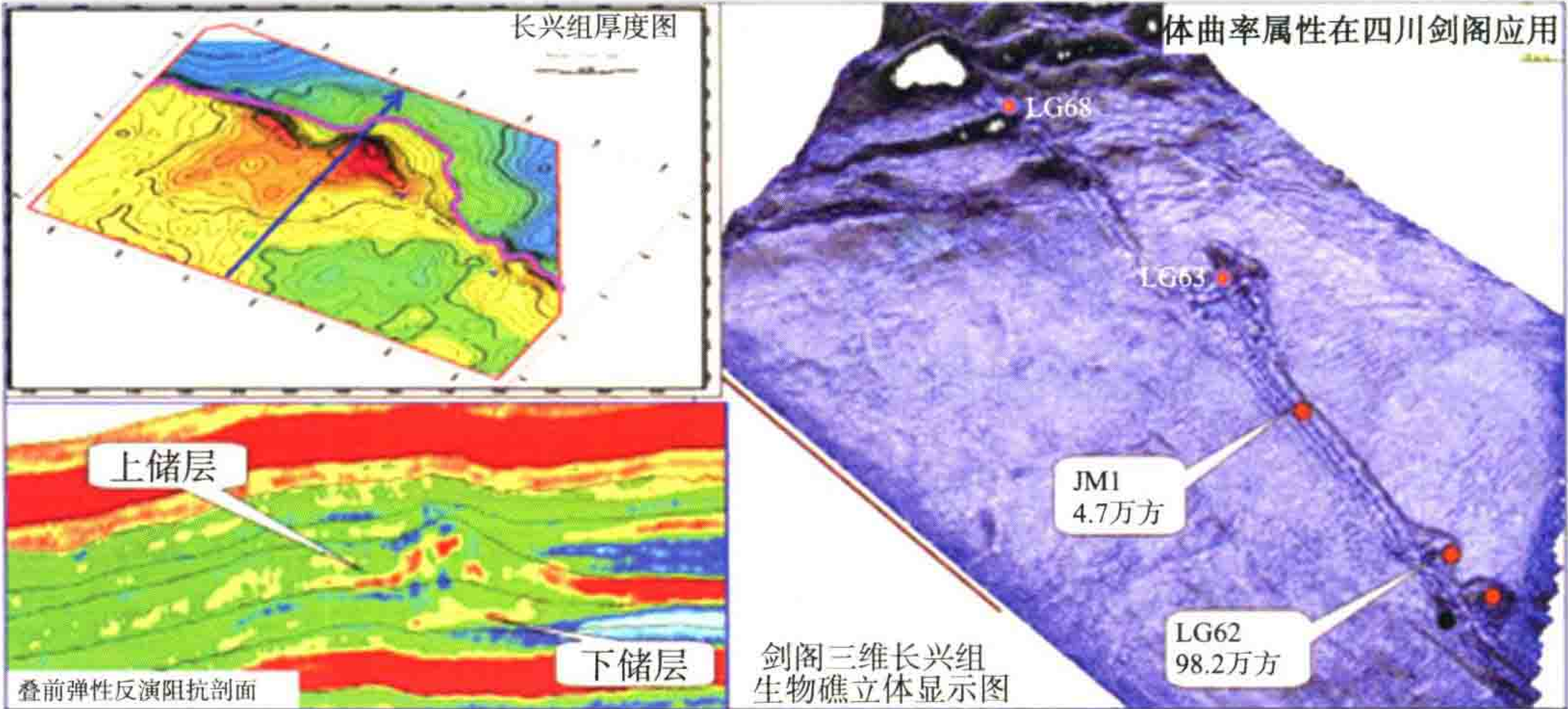


图 22 配套技术在西南地区的应用

成效 3：配合长庆油田在靖边气田西侧下古生界碳酸盐岩勘探取得重大发现，发现了多个高产含气富集区(图 23)。

一是靖边气田含气面积不断向西和向南扩大；

二是中组合勘探全面突破，扩大了白云岩风化壳勘探领域和面积；

三是天环北段岩溶洞穴储层勘探获得突破，拓展了勘探新类型。

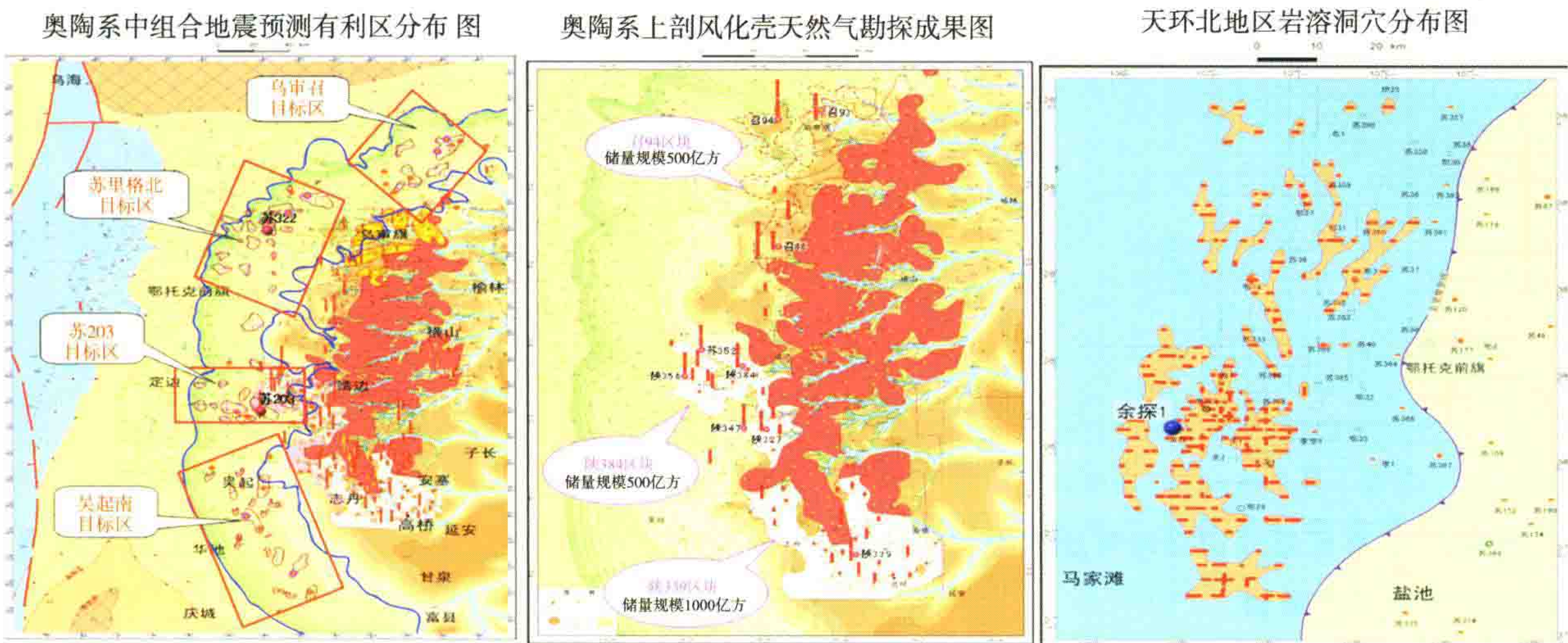


图 23　靖边气田西勘探成果

成效 4：配合 CNODC 在中亚区块取得重大成果(图 24)。

一是在哈萨克斯坦滨里海发现“希望油田”，探明＋控制储量超过 2 亿吨；二是在土库曼斯坦阿姆河右岸发现大型碳酸盐岩天然气田，探明储量 3200 亿方，为西气东输二线奠定了重要的能源基础。

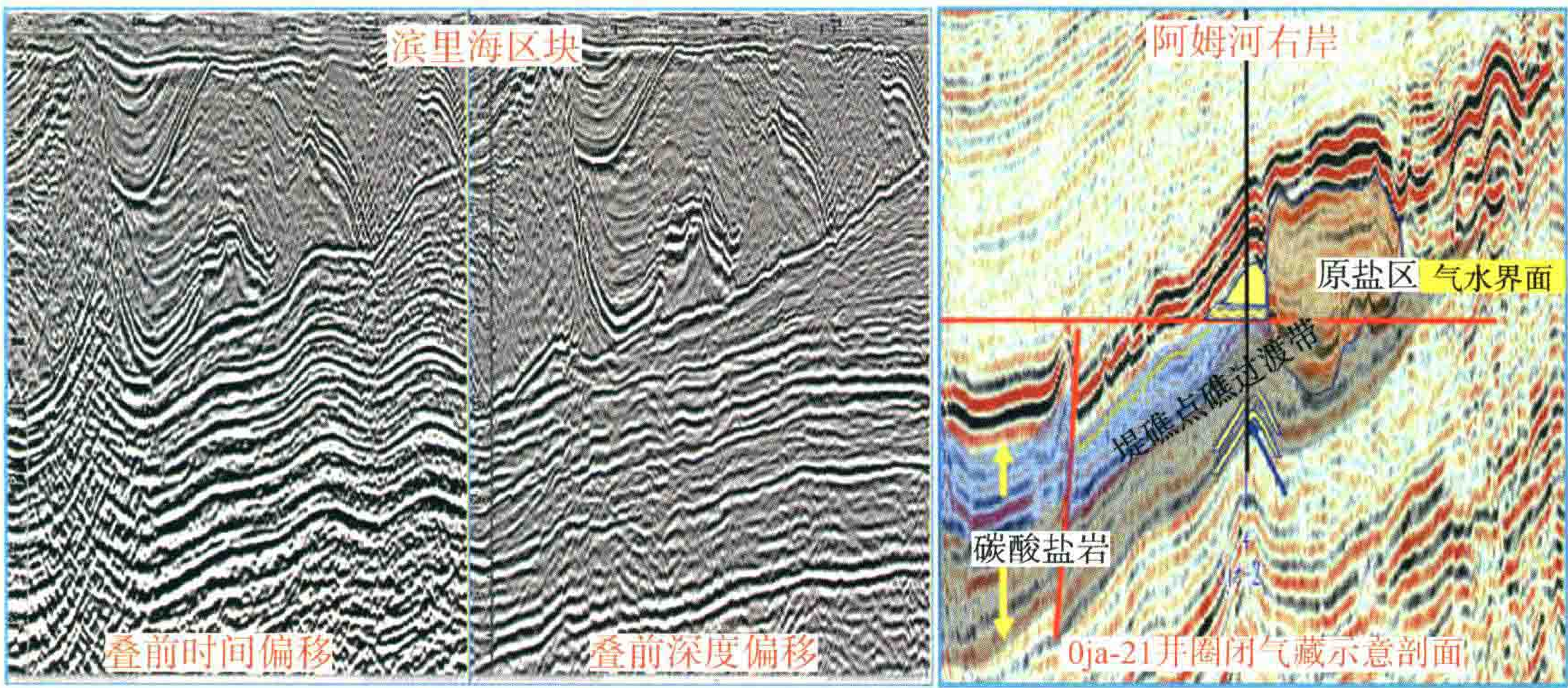


图 24　配合 CNODC 在中亚区块取得成果

(二) 低渗透储层地震技术攻关

成效 1：配合长庆油田在苏里格地区上古生界天然气勘探、在姬源和华庆地区石油勘探中取得了重大发现。

五年累计提供探井 254 口，开发及评价完钻井位 2613 口，累计新增基本探明天然气储量 2.25 万亿方(图 25)。

通过采集、处理、解释、地质综合研究一体化攻关，为华庆、姬塬地区获得油气勘探的发现发挥了重要作用(图 26)。

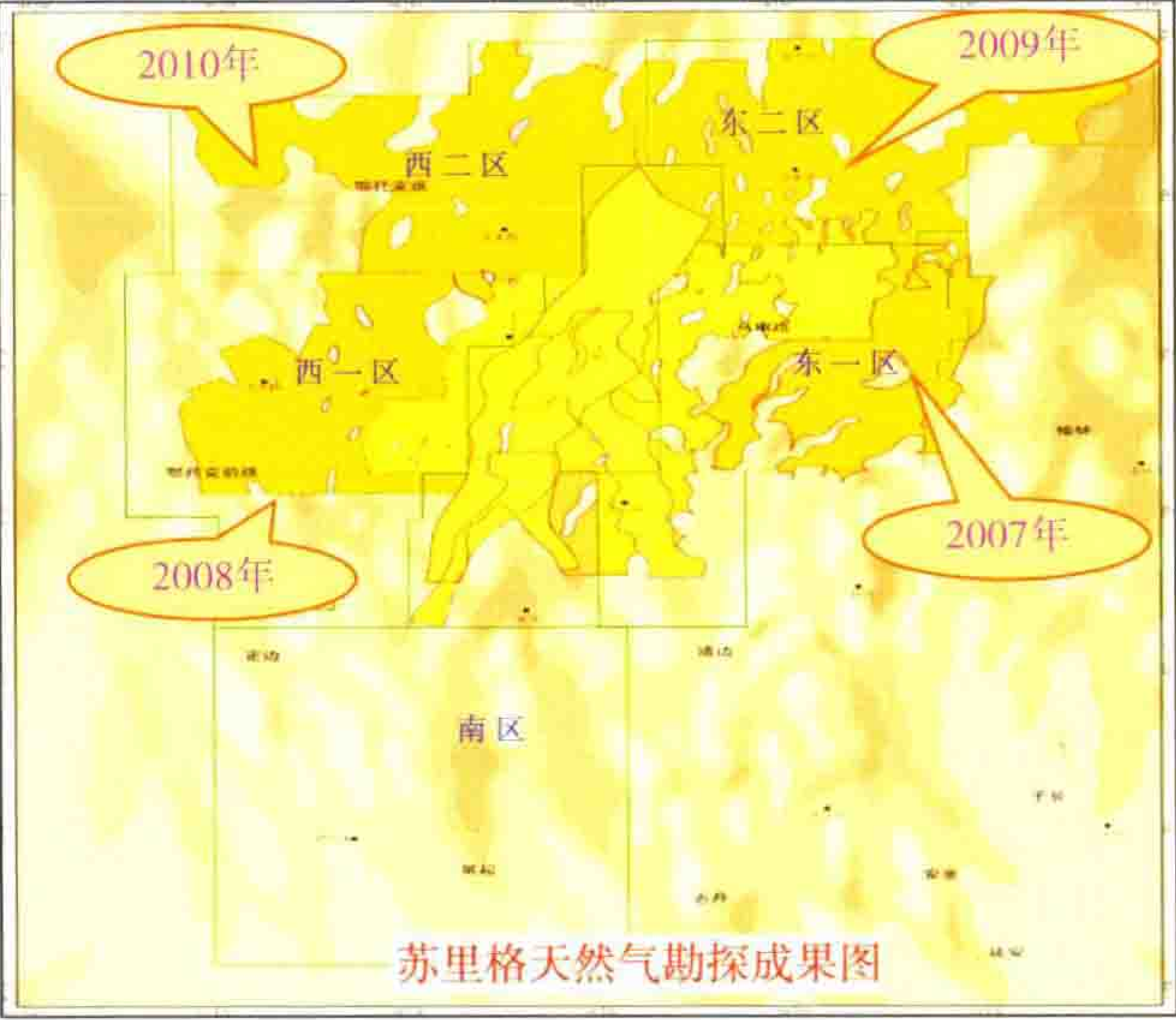


图 25 苏里格天然气勘探成果图

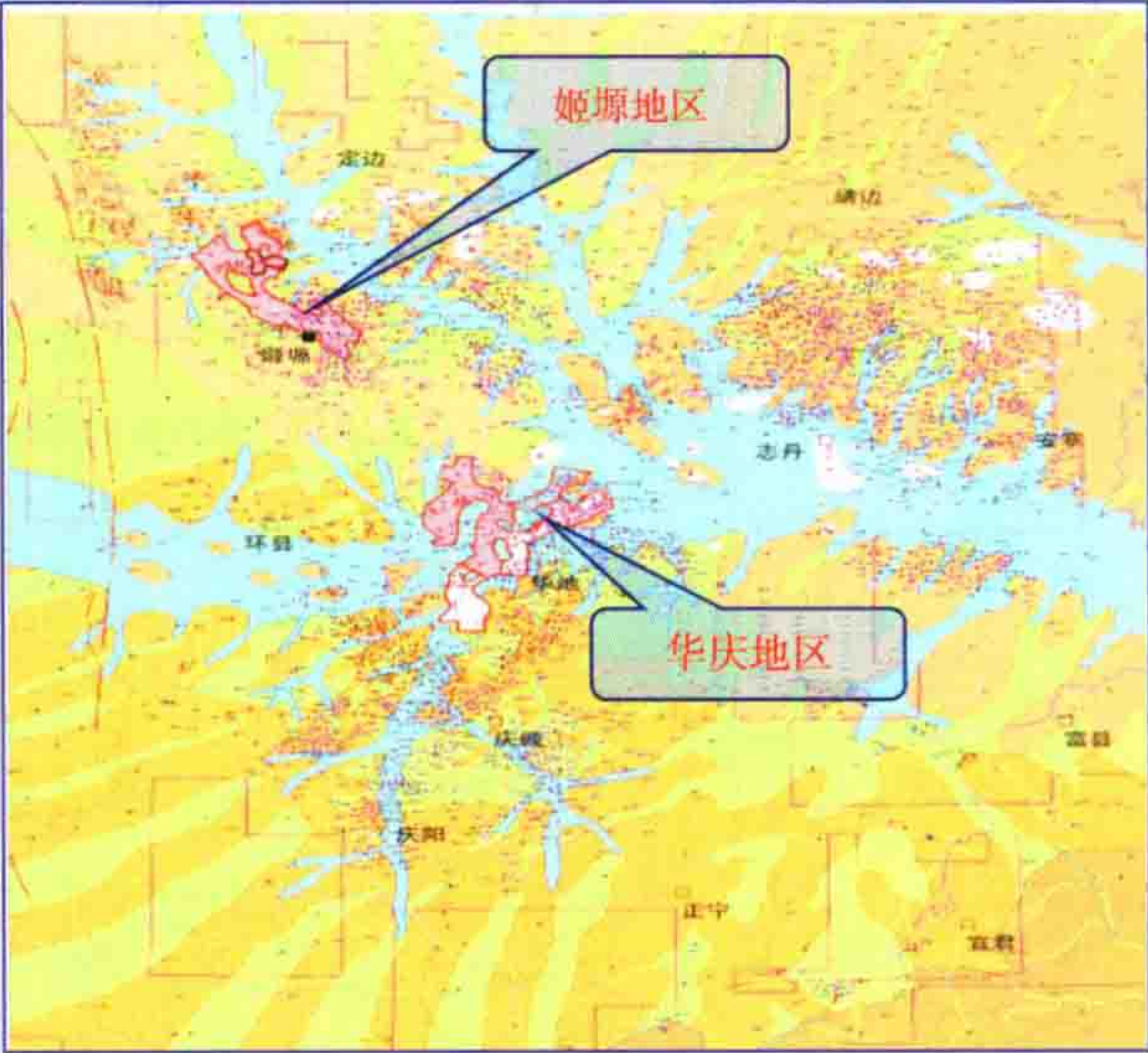


图 26 华庆、姬塬地区油气勘探成果图

成效 2:配合吐哈油田致密气勘探取得重大进展,发现巴喀,突破斜坡区,初步形成北部山前带和斜坡带两个千亿方勘探场面。

JS1、J3 井压裂获得高产工业油气流,其他老井(WS1、DS1、DS2)测井复查出多层油气层,充分展示了良好的致密砂岩气勘探前景(图 27)。

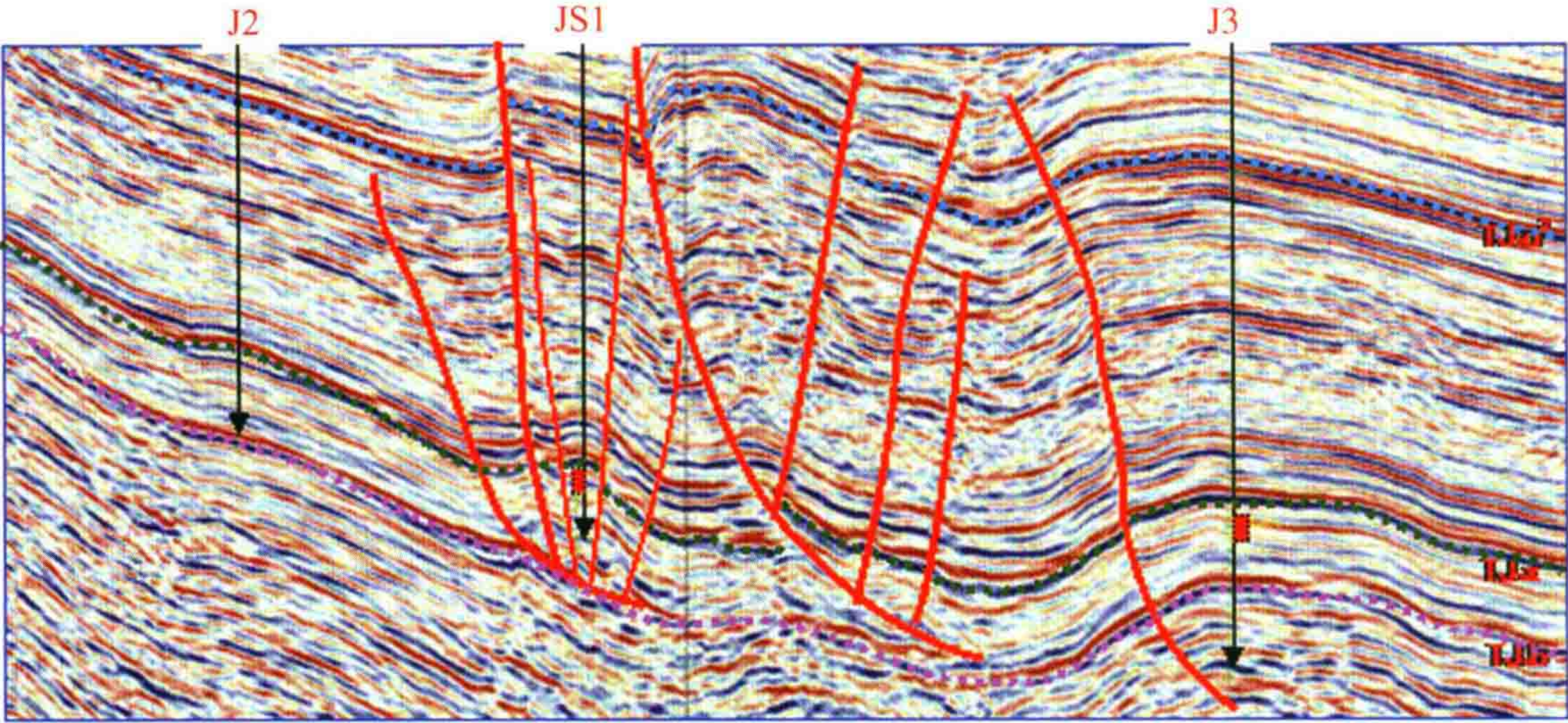


图 27 JS1、J3 井连井剖面

(三)富油区地震技术攻关

成效 1:配合大港油田在歧口凹陷歧北斜坡、滨海斜坡、北大港北翼、埕海斜坡、埕海潜山(HG1 井)等区带勘探持续取得重大成果。

依托 5280 km^2 高精度连片三维资料,2007 年以来累计新增三级储量 8.9 亿吨(图 28)。

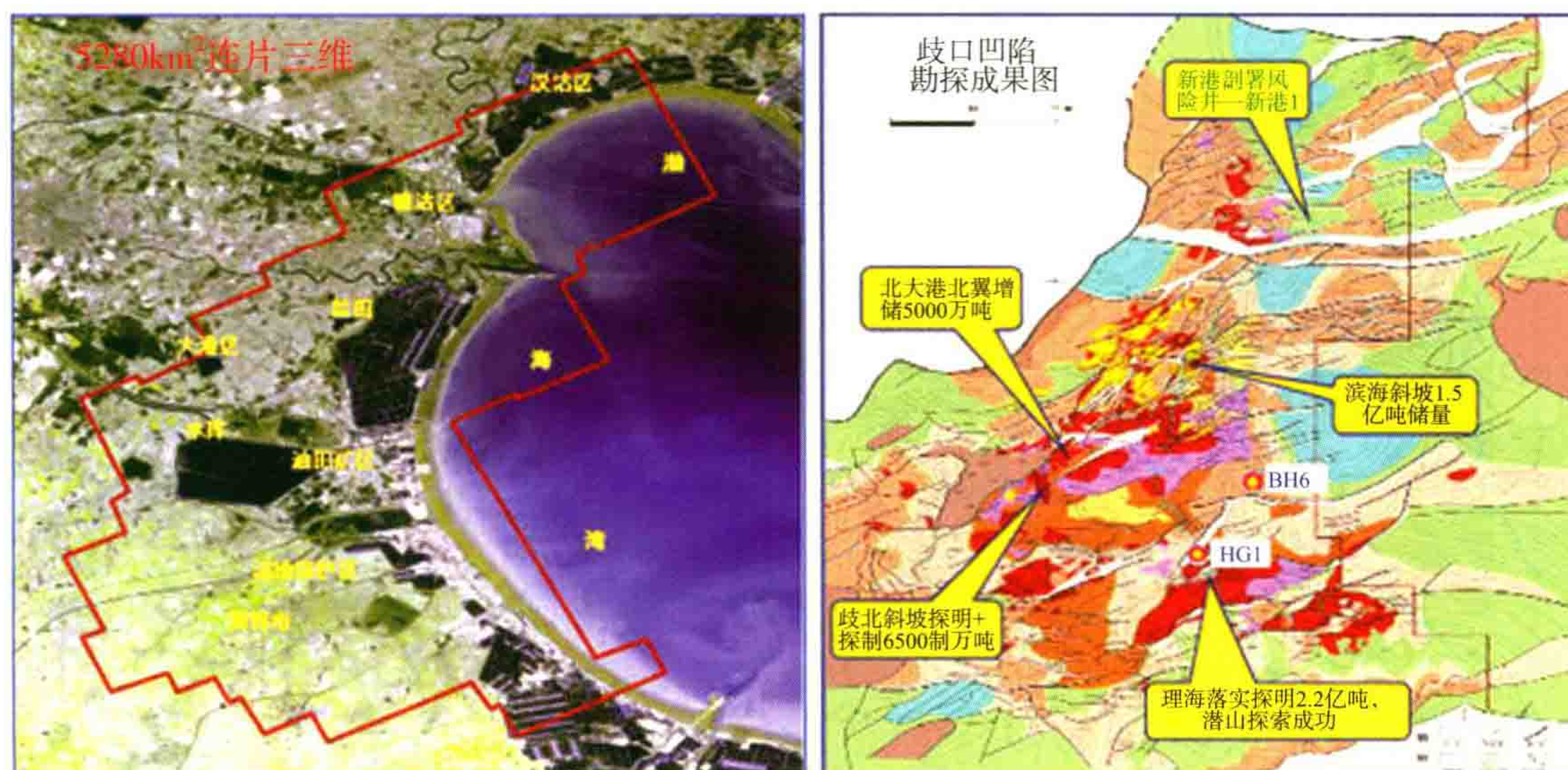


图 28　配合大港油田在多个区带勘探取得重大成果

成效 2:配合华北油田在冀中蠡县斜坡、文安斜坡、潜山领域、二连阿尔凹陷发现四个亿吨级储量规模,为增储上产发挥了重大作用。

ND1 井重大突破,发现了渤海湾盆地目前最深的油气藏,打开了冀中坳陷深潜山勘探的新局面,对于推动渤海湾盆地深层勘探具有里程碑意义(图 29)!

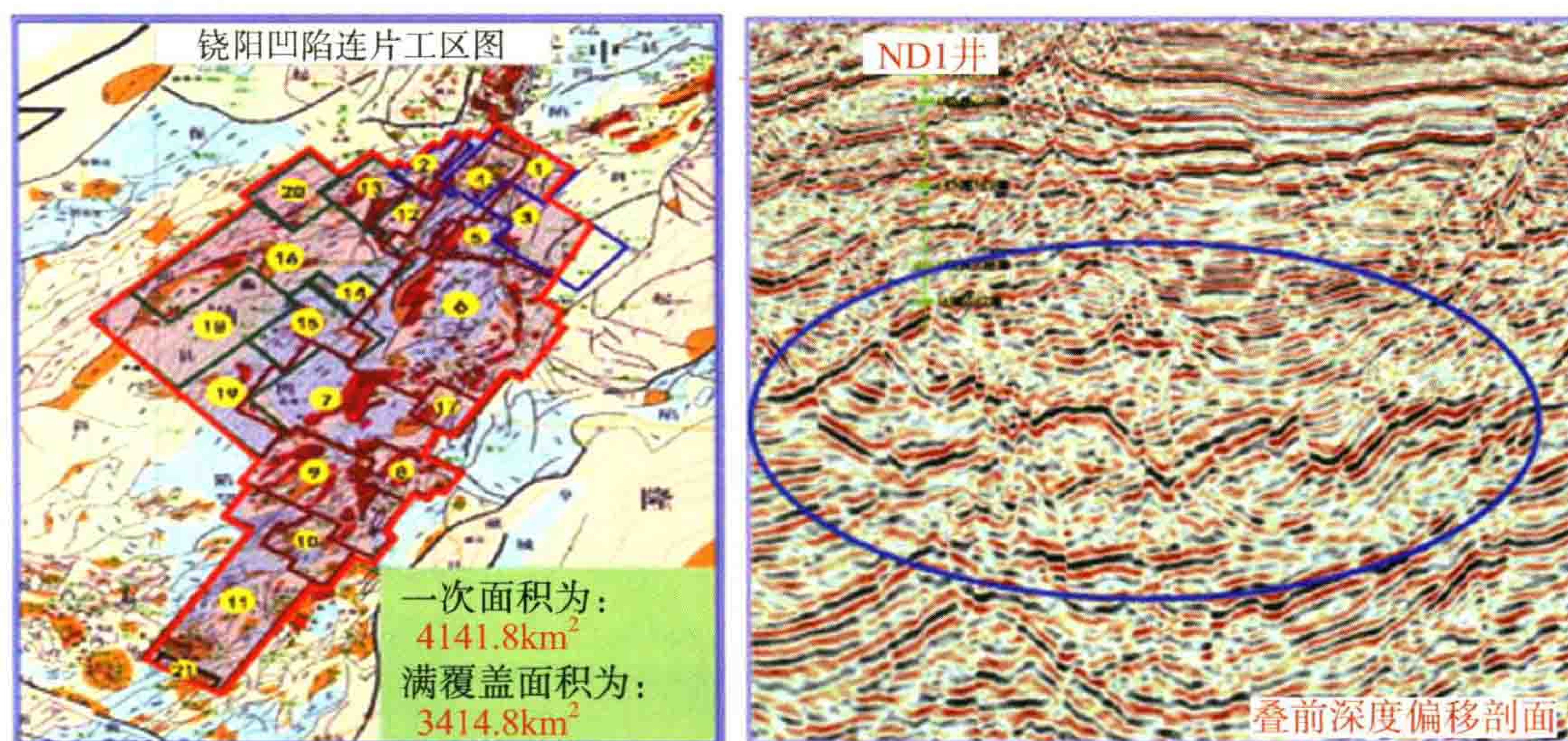


图 29　配合华北油田为其增储上产发挥重大作用

成效 3:配合大庆油田在海塔盆地勘探会战中,提出了转换带控制油气分布的认识,在霍多莫尔、南贝尔、贝西南和外围断陷取得了一批重要油气勘探突破。

发现了霍多莫尔构造带南一段 3 砂组浅层、高产、高丰度油藏,H3－6 井获得日产 472 方高产工业油流,具有 5000 万吨储量规模(图 30)。

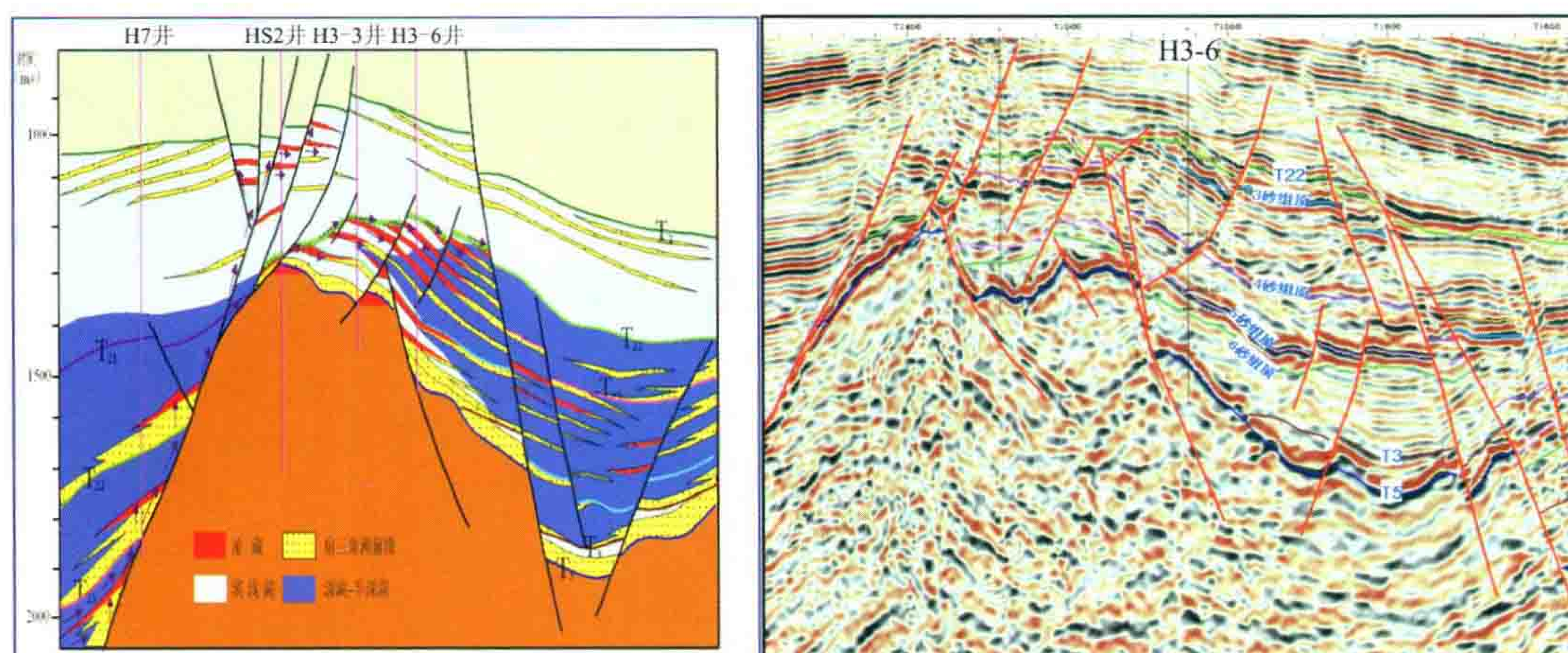


图 30 霍多莫尔油藏勘探突破

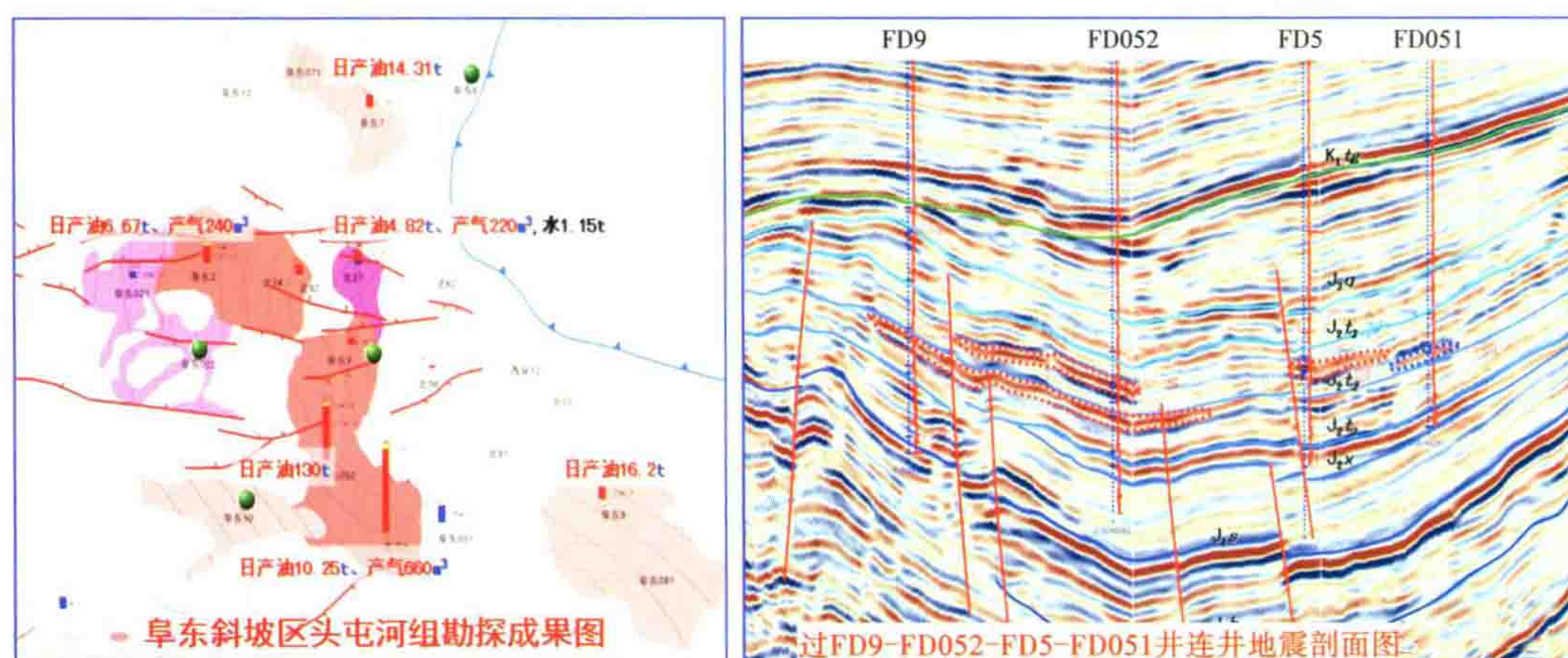


图 31 阜东斜坡区侏罗系头屯河组岩性勘探获得重要发现

成效 4:配合新疆油田在阜东斜坡区侏罗系头屯河组岩性勘探获得重要发现,展现亿吨级规模场面。

2010 年,FD2 井首获突破,打开了阜东斜坡岩性勘探新领域;2011 年,FD5 井、FD052、FD7、FD8 井头屯河组再获高产油流;FD6、FD9、FD10、FD022 井钻遇活跃油气显示,勘探多点开花(图 31)。

成效 5:配合南方油田在福山凹陷岩性勘探取得重大进展。

根据股份公司攻关部署,2011 年对永安等六块三维、满覆盖 478.6 km² 进行逆时偏移(RTM)目标攻关处理,资料品质获得大幅度改善(图 32)。

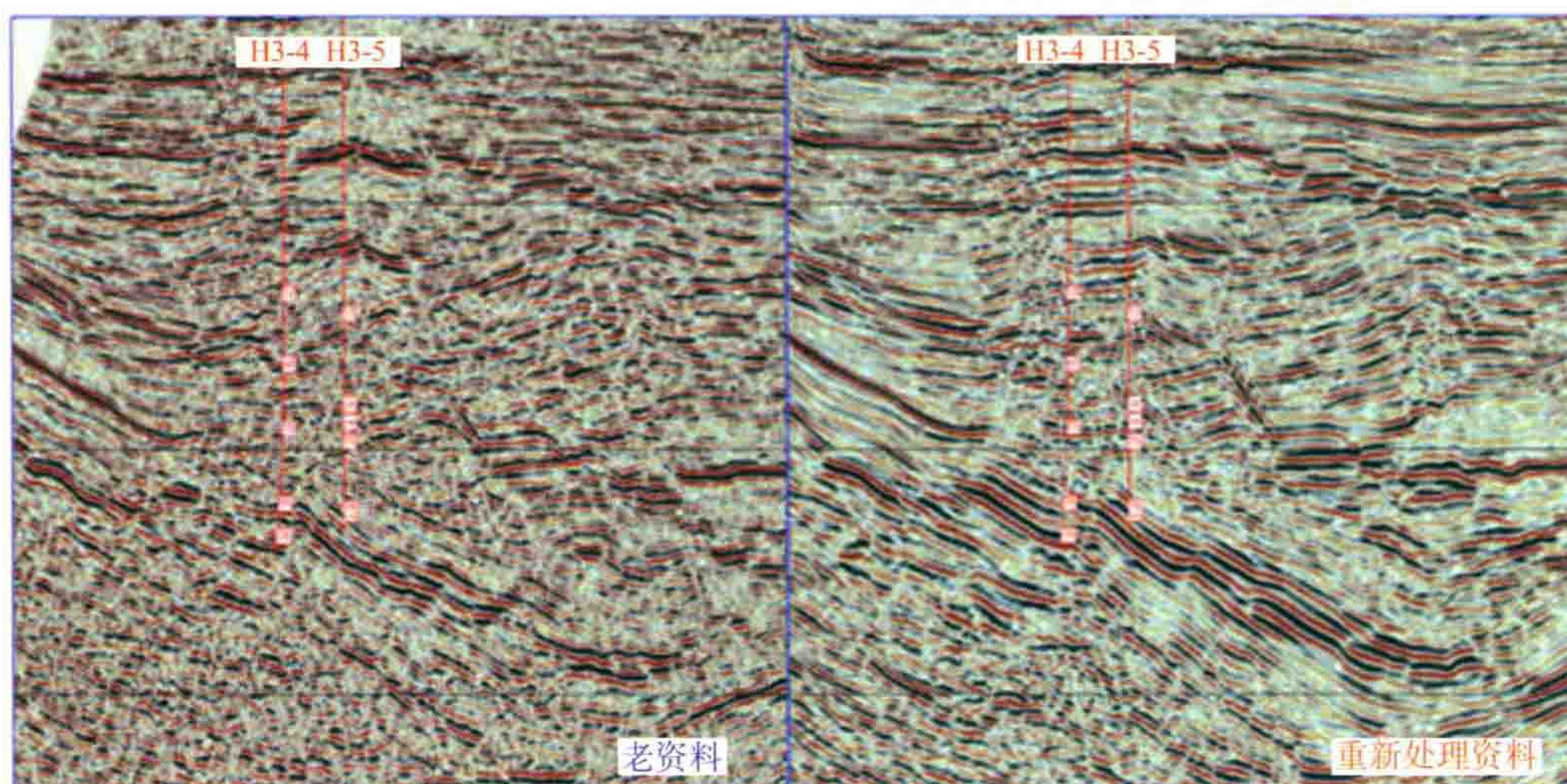


图 32 福山凹陷岩性勘探资料品质获得大幅度改善

成效 6:配合 CNODC 在乍得 Bongor 盆地、尼日尔 Agadem 区块、哈萨克斯坦 PK 项目 Karaganda 区块、阿尔及利亚 438b 区块等海外油气区取得重大突破。

乍得 Bongor 盆地规模储量勘探取得重大突破,发现 Mimosa 等 6 个油田,上交可采储量 3.6 亿桶(图 33)。

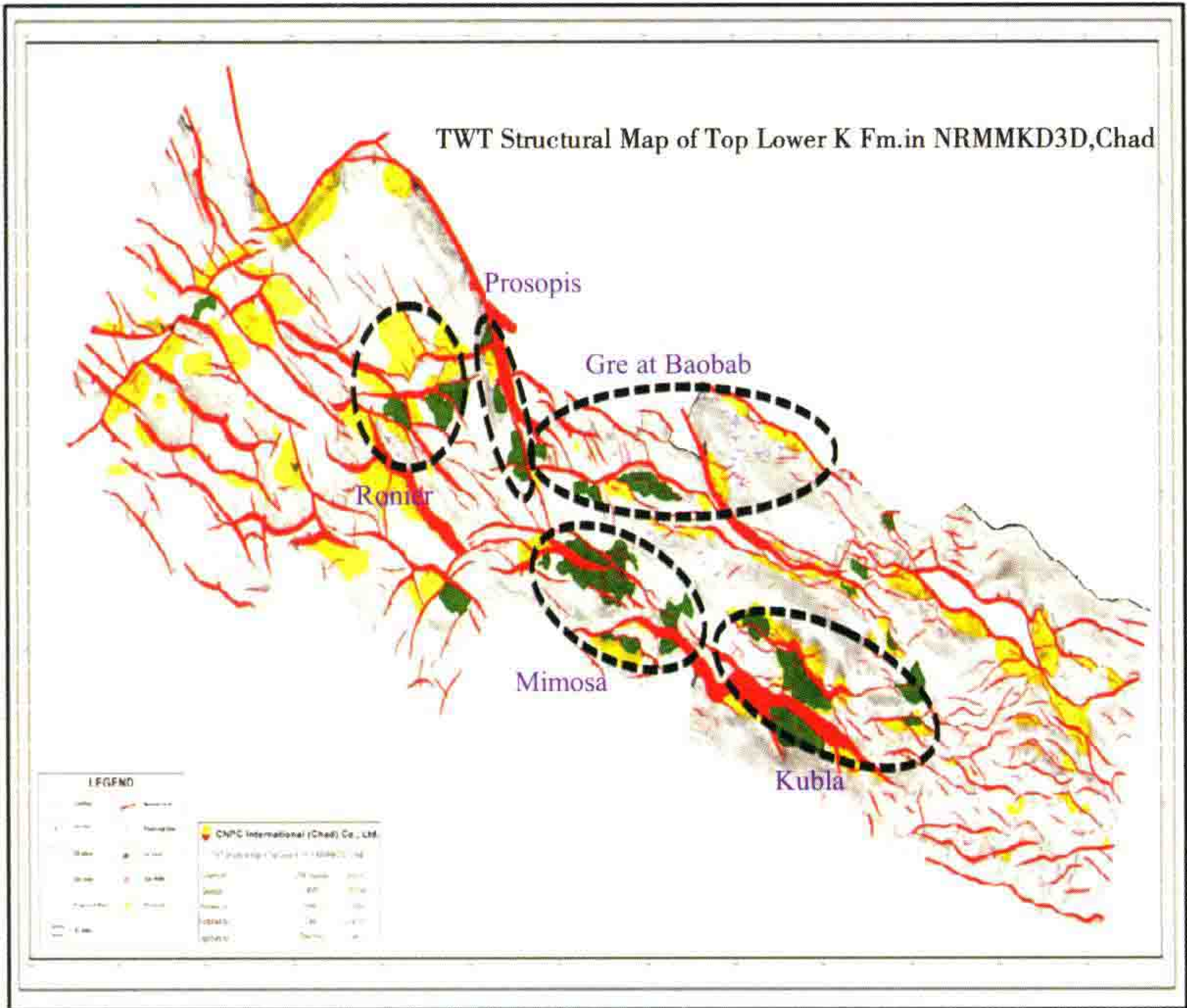


图 33 乍得 Bongor 盆地规模储量勘探取得重大突破

尼日尔 Agadem 区块油田储量实现快速增长,探井新增石油储量十亿桶;评价三个老油田储量从 1.91 亿桶增加到 4.37 亿桶(图 34)。

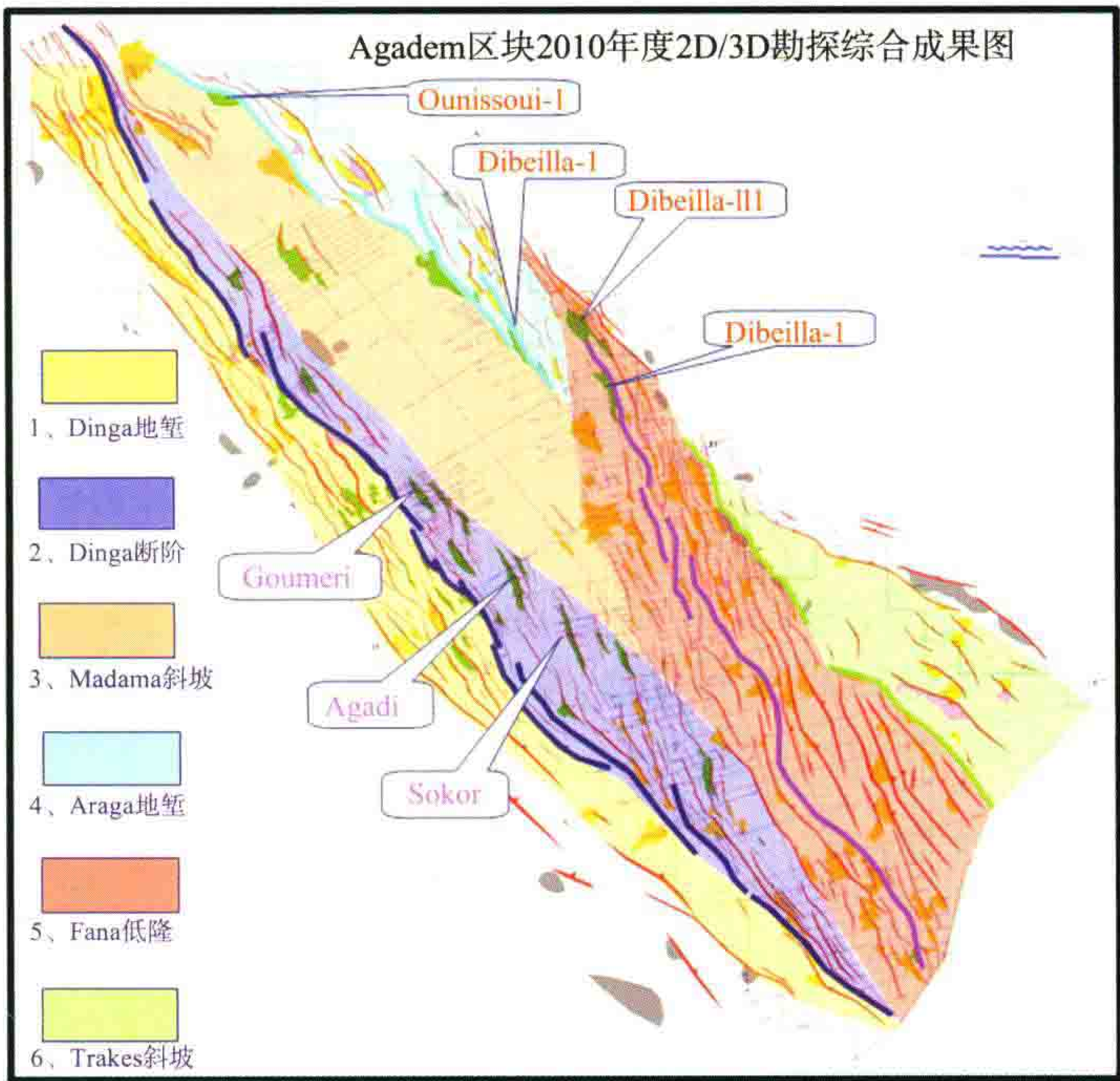


图 34 尼日尔 Agadem 区块勘探综合成果图

(四)开发领域地震技术攻关

(1)应用以构造导向滤波和曲率属性分析为主导的构造解释技术,实现对微小断层和微幅度构造的识别和解释(图 35)。

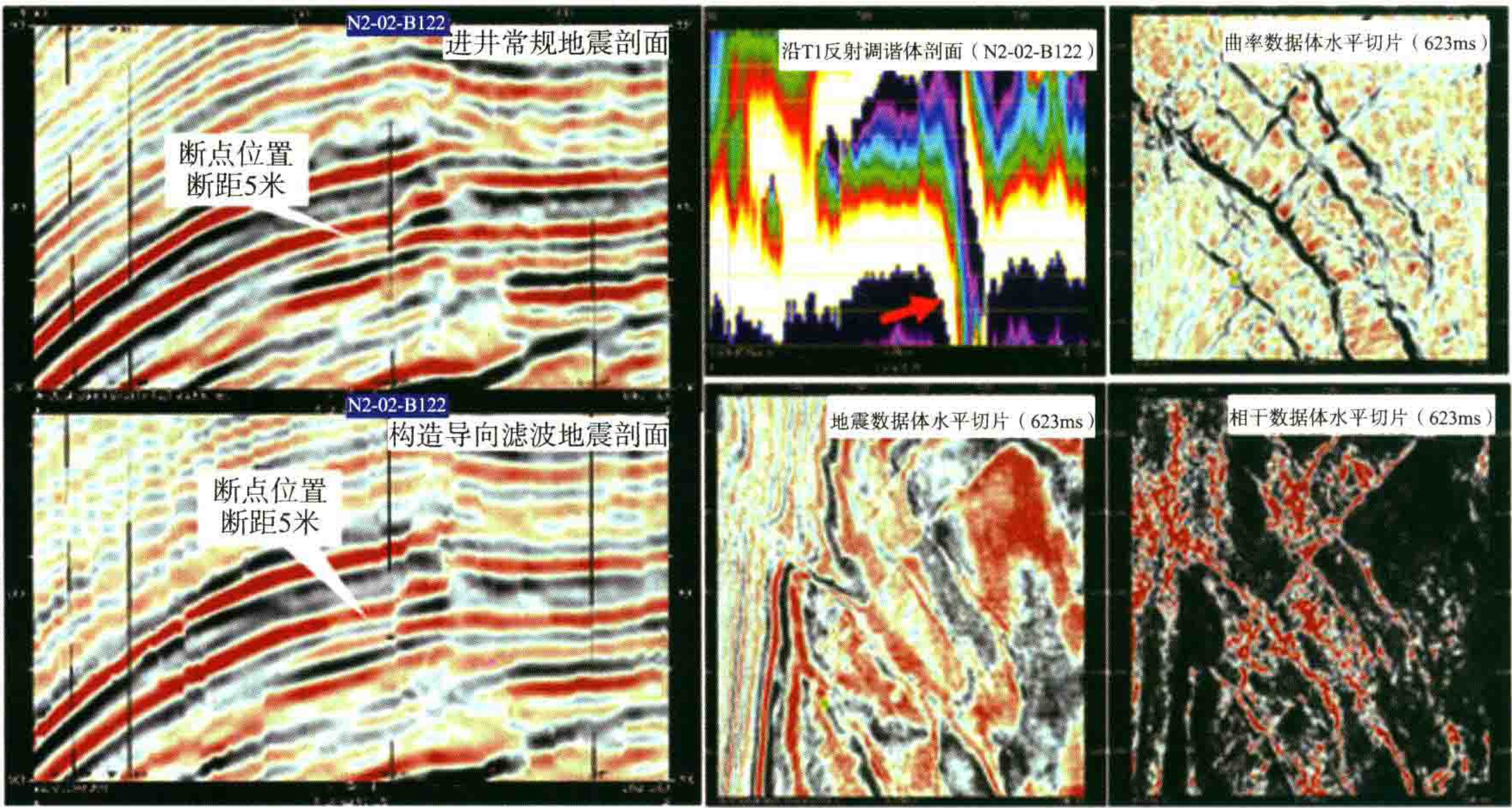


图 35 以构造导向滤波和曲率属性分析为主导的构造解释技术

（2）以岩性指示模拟和随机协模拟反演为主导的井震联合储层识别技术，实现薄储层的识别和预测（图 36）。

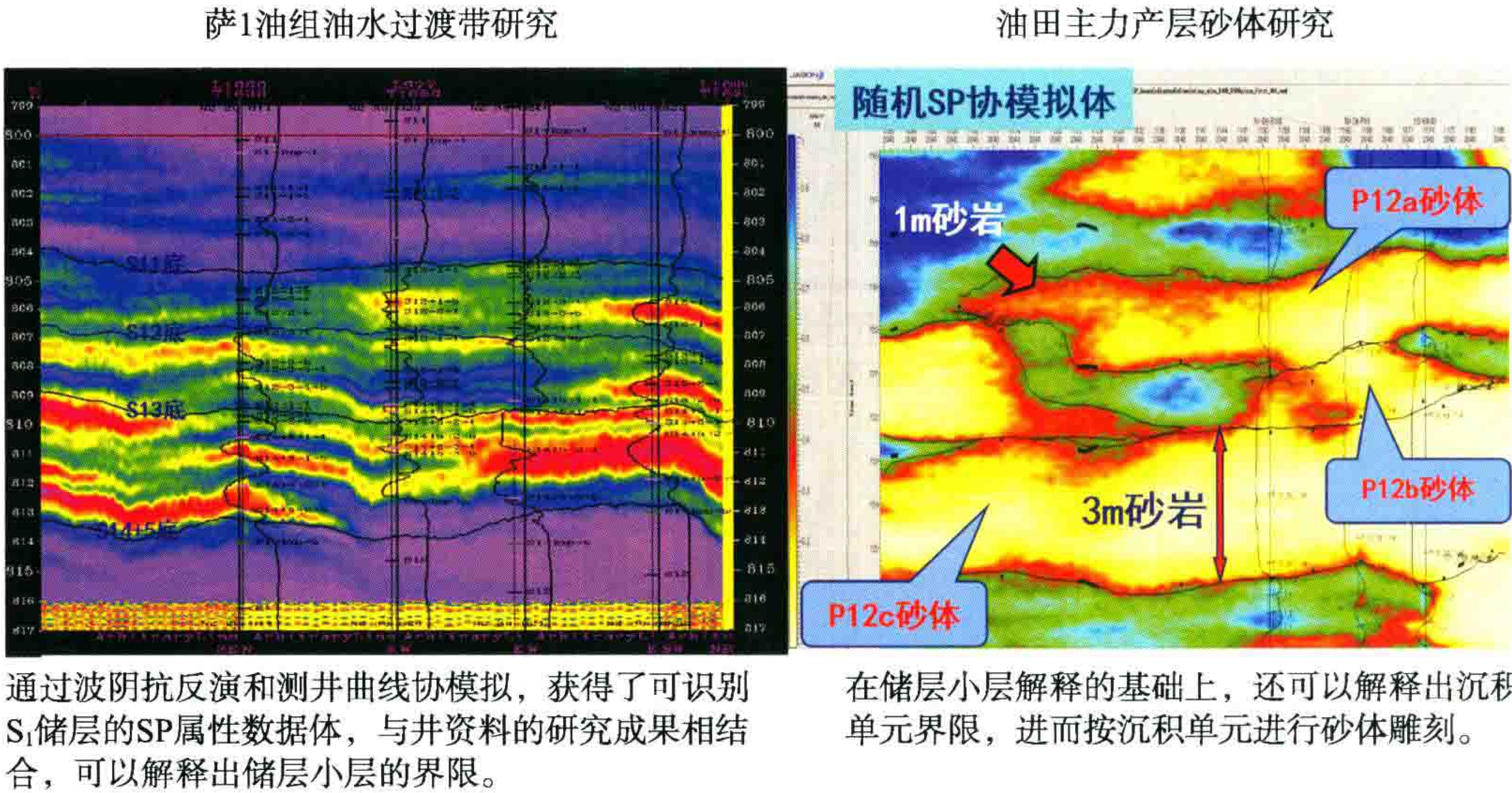


图 36 井震联合储层识别技术实现薄储层的识别和预测

成效 1：配合大庆油田“315 工程”取得重要成果，对剩余储量估算、油藏精细建模、潜力区块优选、开发方案优化发挥了重要作用（图 37）。

① 地震断层解释断点组合准确率 94%，比钻井提高了 13%；

② 地震预测沉积微相总吻合率达到了 85%，比钻井提高约 20%；

③ 预测砂岩厚度误差平均为 0.2～0.6 m 左右。

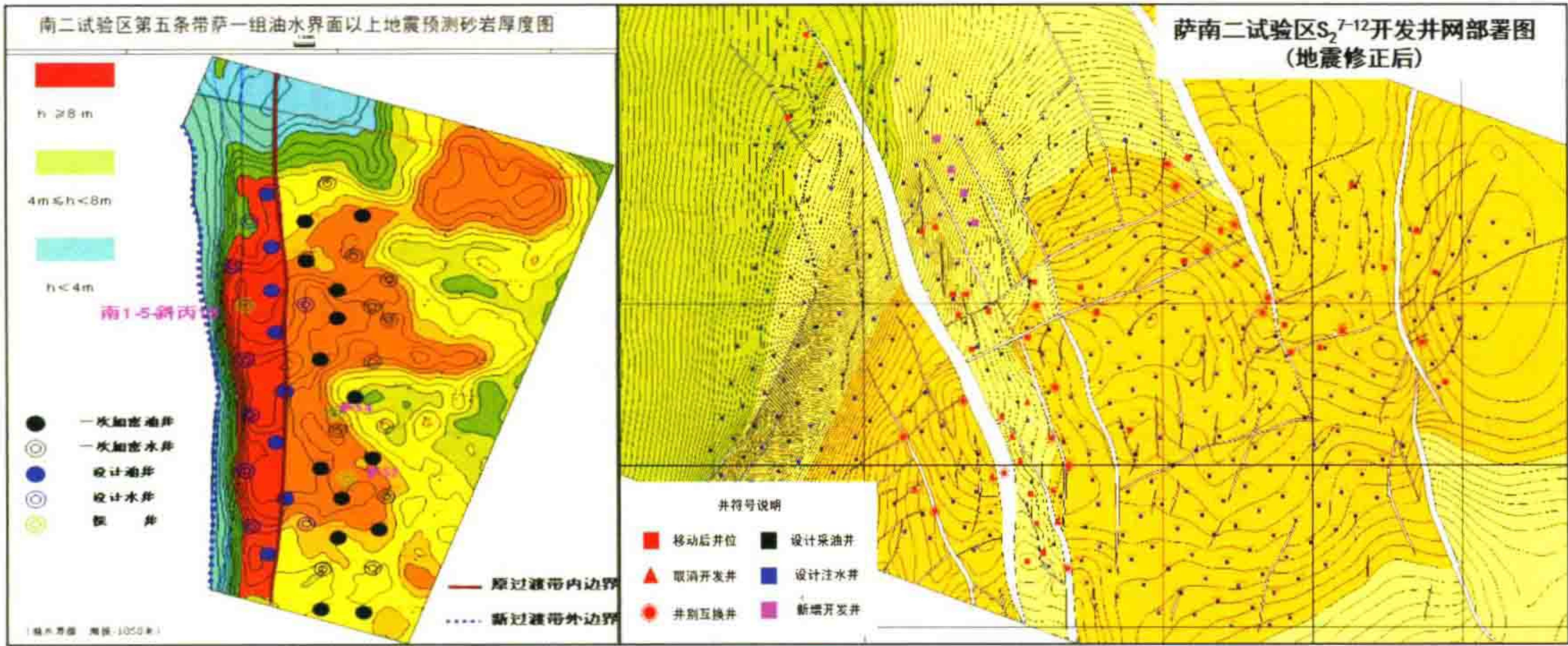


图 37　配合大庆油田取得重要勘探成果

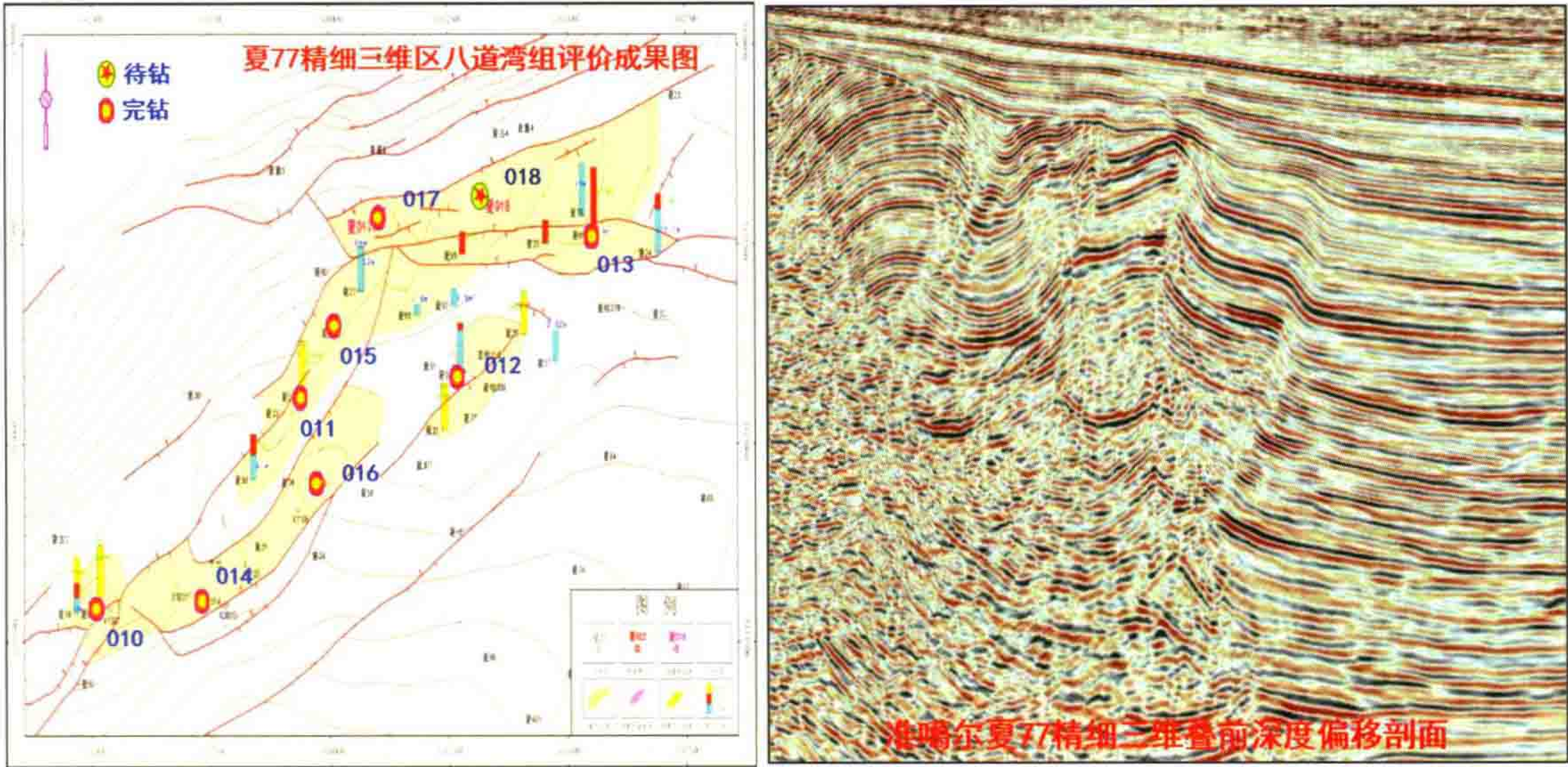


图 38　夏子街地区滚动勘探成果

成效 2:配合新疆油田在油田滚动勘探开发中持续取得良好效果。

在夏 77 三维区,提供 14 口井位,全被采纳,已完钻的 12 口井全部获工业油气流,新增探明储量 2000 万吨,有力推动了夏子街地区滚动勘探进程(图 38)。

(五)复杂山地地震技术攻关

取得的成果主要有以下几点。

(1)配合塔里木油田在库车天然气勘探持续取得重大发现(图 39);在塔西南柯东 1 获得战略性突破,打破昆仑山前 33 年勘探的沉寂。

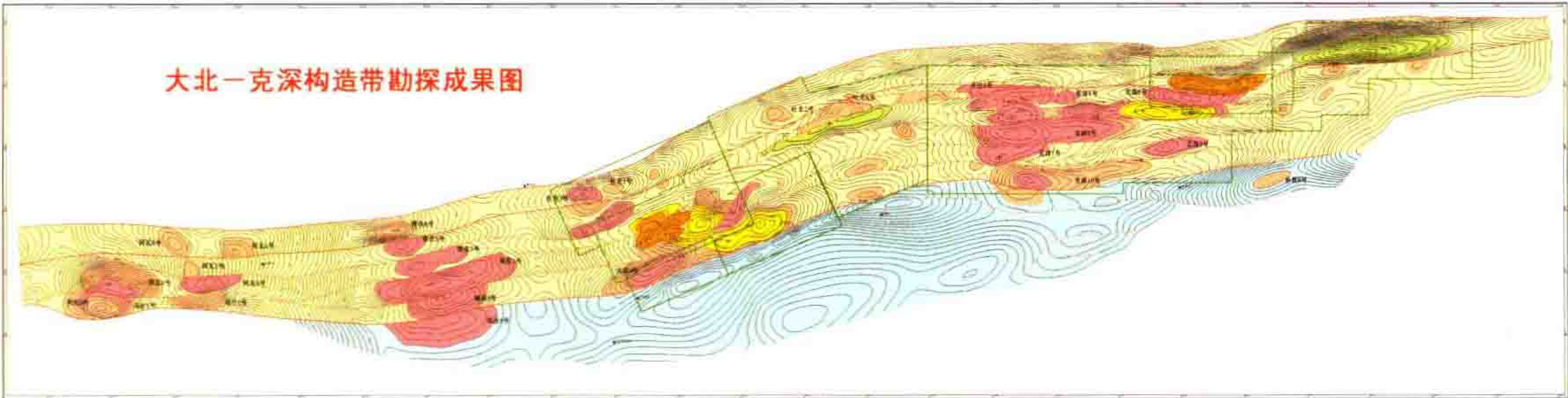


图 39　大北-克深构造带勘探成果

① 发现和落实圈闭 29 个，在 8 个圈闭获得突破；
② 已完钻探井 17 口（包括预探井和评价井），成功井 14 口，钻井成功率 82.3%；
③ 发现大北、克深 5、克深 1-2 气田三个大气田，累计上交三级储量 5293 亿方；
④ 该区储量规模可达 2 万亿方，勘探潜力依然巨大。

（2）持续创新，实现了四项技术的重大突破（图 40）。

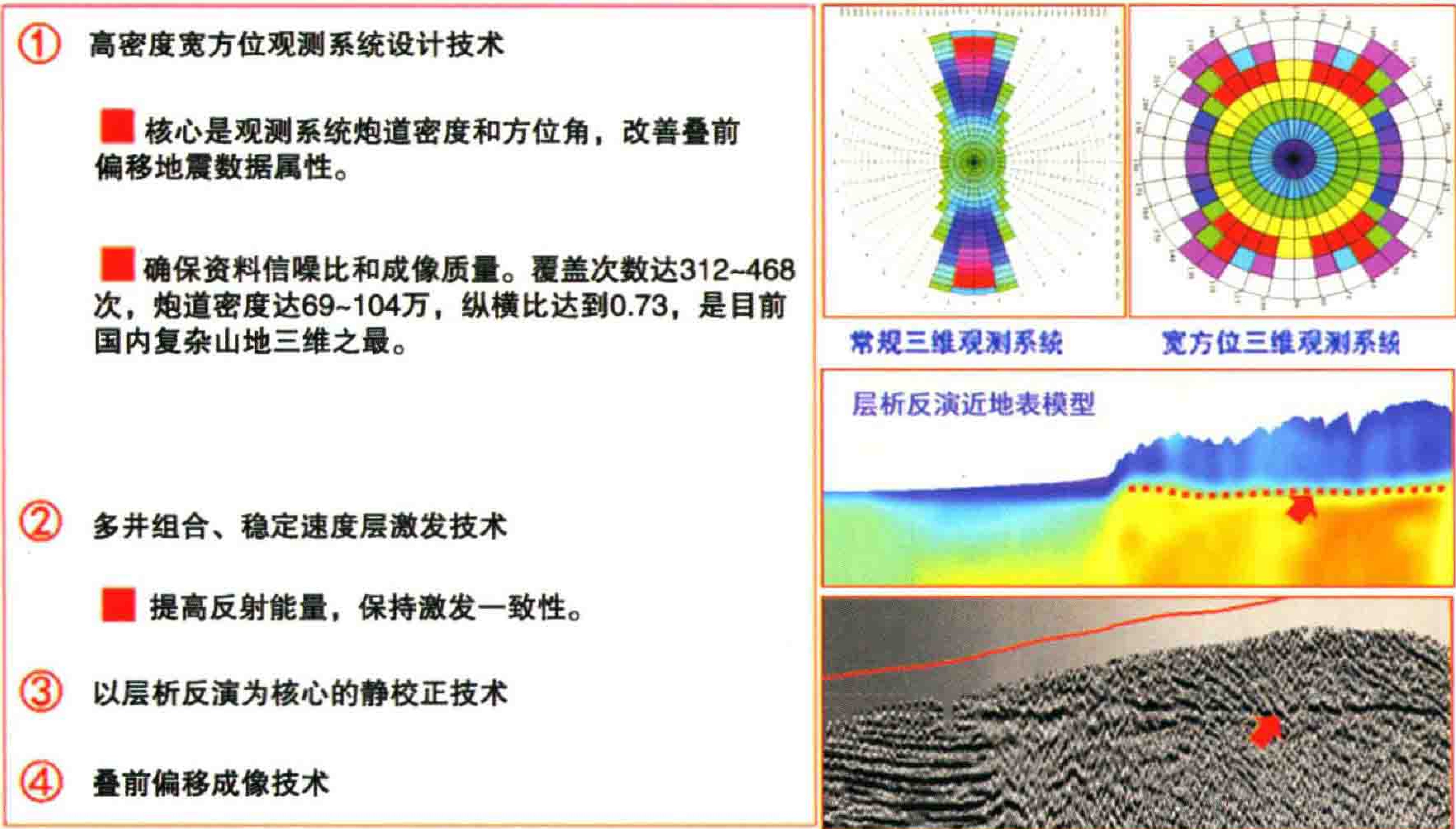


图 40 四项技术实现重大突破

（3）配合青海油田在英东 1 号发现亿吨级大油田（图 41）。

利用初步三维成果，落实上盘圈闭 6 个、下盘圈闭 2 个；提供了一批井位，实施的 11 口井均获成功；发现了新的勘探领域和目标，显示了巨大的勘探潜力。

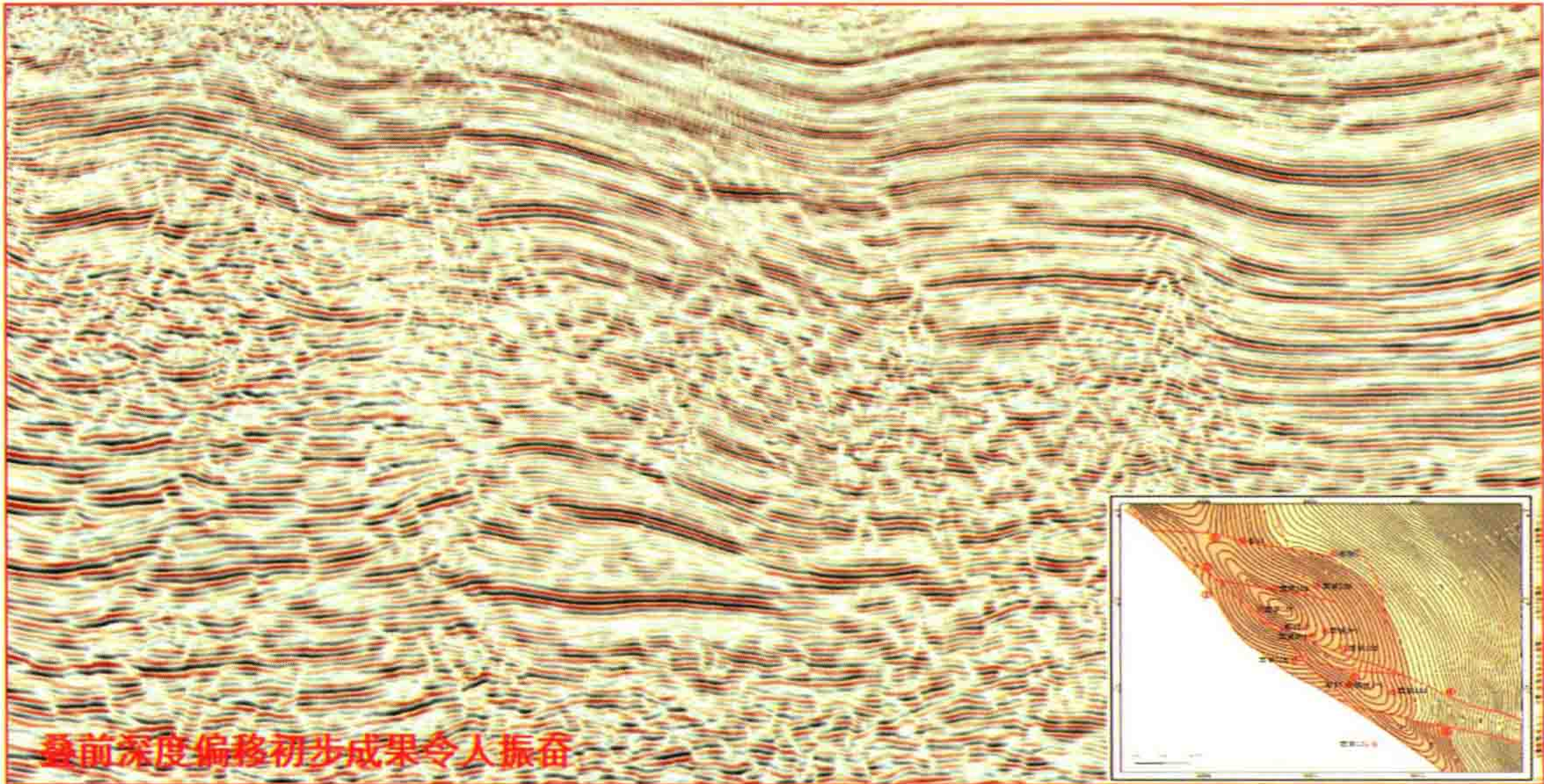


图 41 英东初步三维成果剖面

四、地震勘探单项技术的发展

（一）海上勘探技术的发展

渤海湾滩浅海勘探部署见图42。图43为2009年新港Ⅱ期580 km^{2}大型港口＋城区＋过渡带项目的施工区域图。



图42　渤海湾滩浅海勘探部署

图44所示为大港地区滩海地震作业情况，图45为大港地区滩海地震作业——炮点位置布设（红色小点）图，图46为大港地区滩海地震作业——检波点位置布设（黄色点）图。

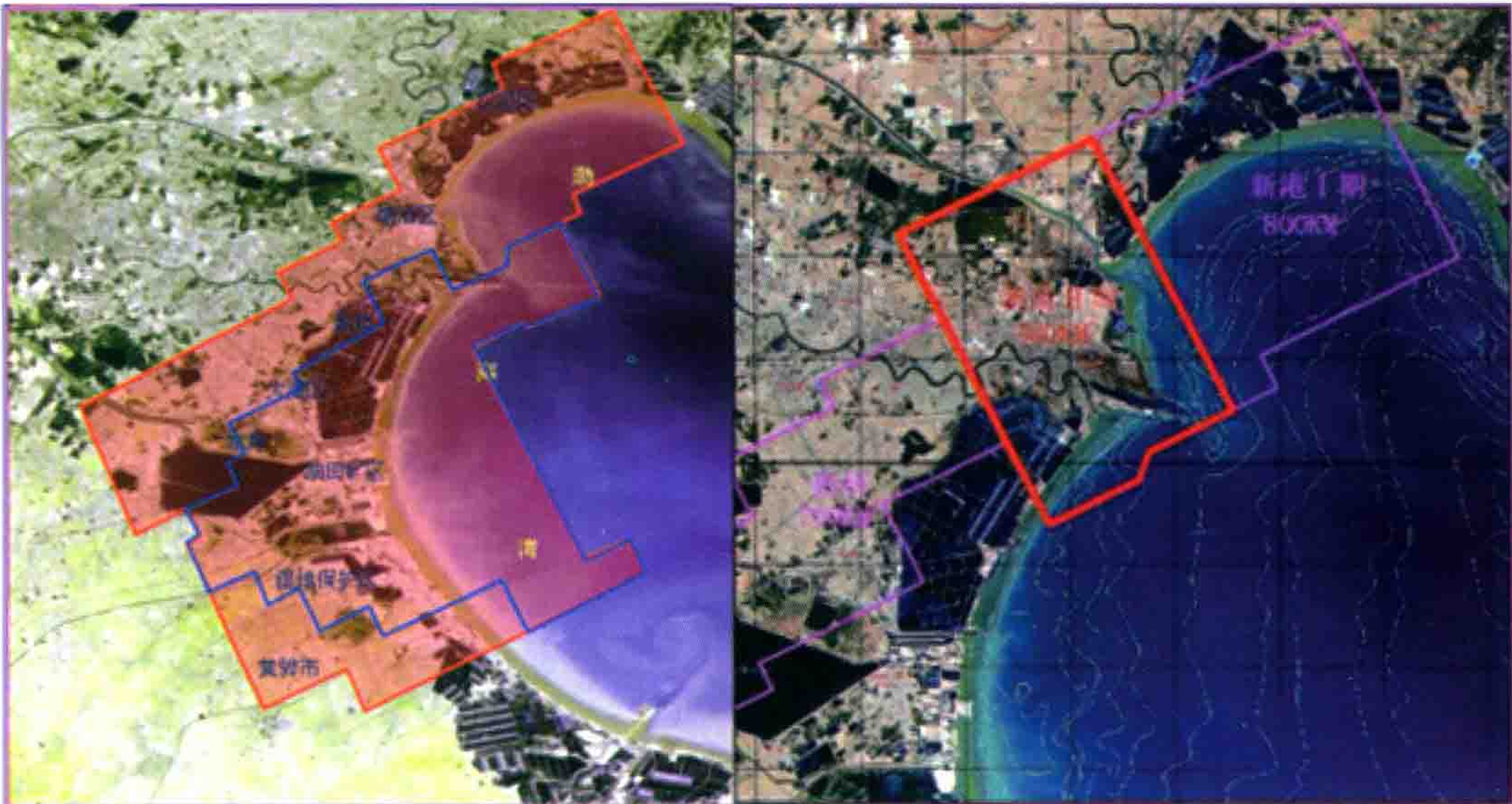


图43　新港Ⅱ期大型港口＋城区＋过渡带项目的施工区域图

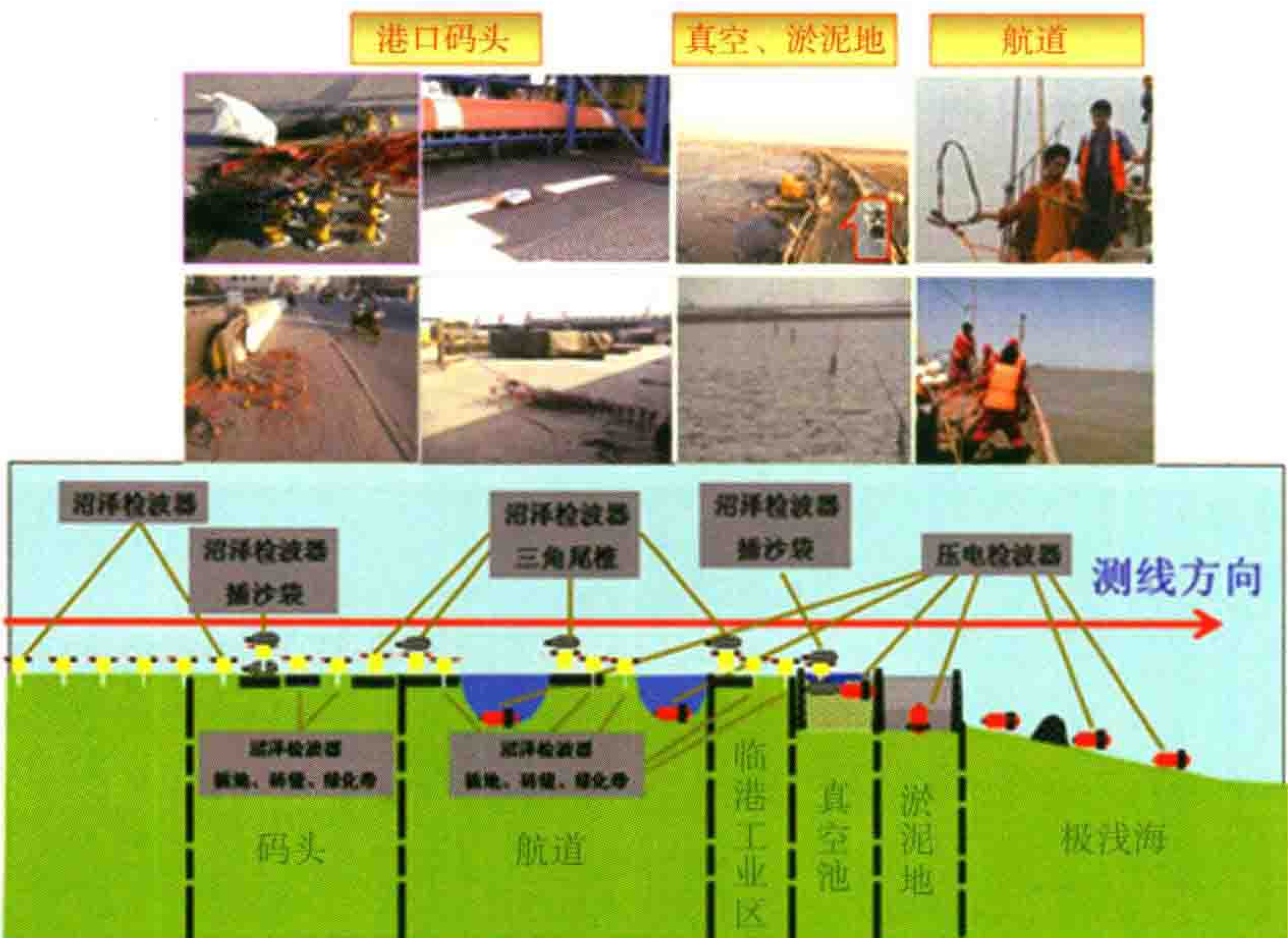
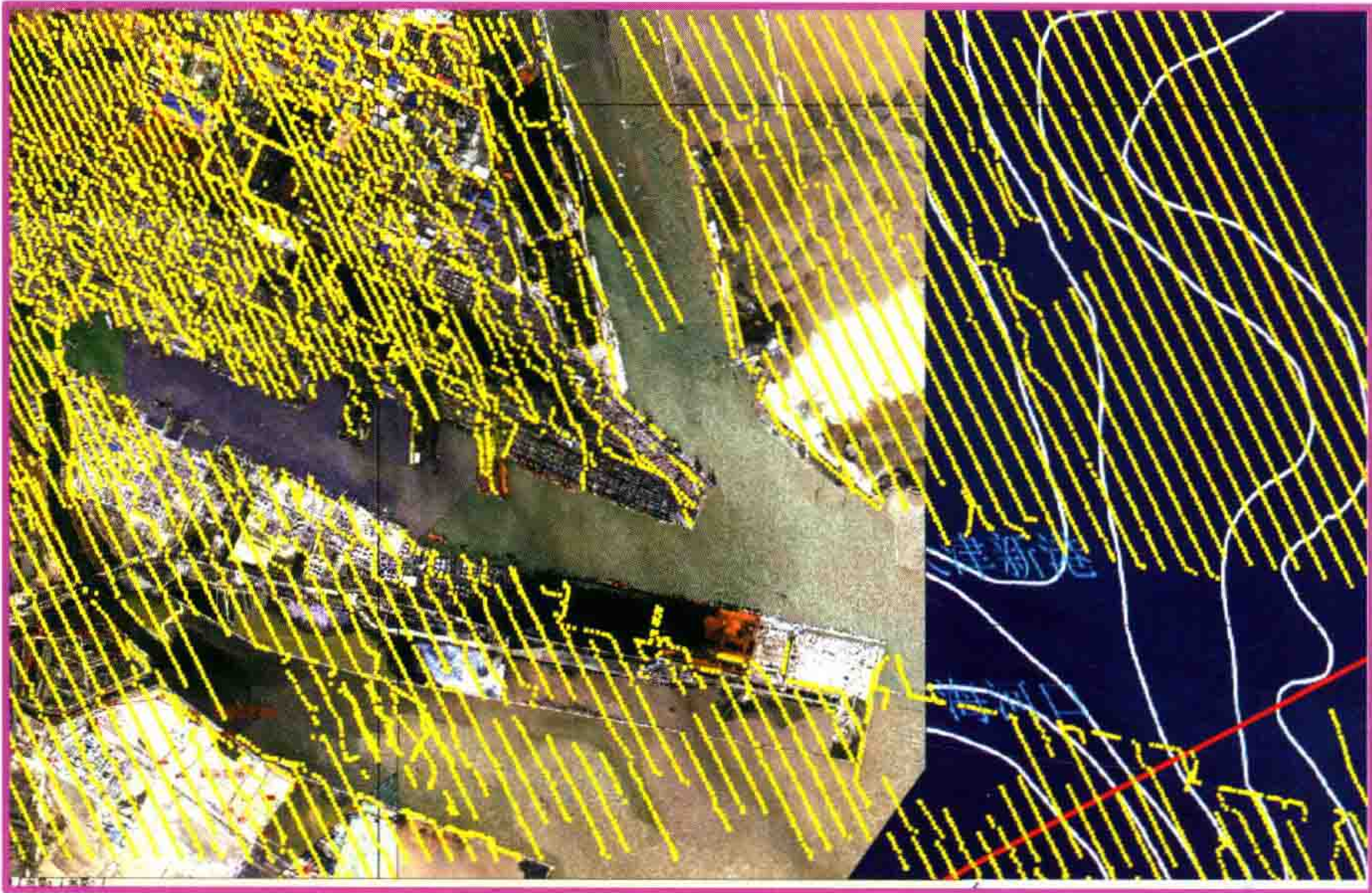


图 44　大港地区滩海地震作业情况


图 45　大港地区滩海地震作业——炮点位置布设(红色小点)图


图 46　大港地区滩海地震作业——检波点位置布设(黄色点)图

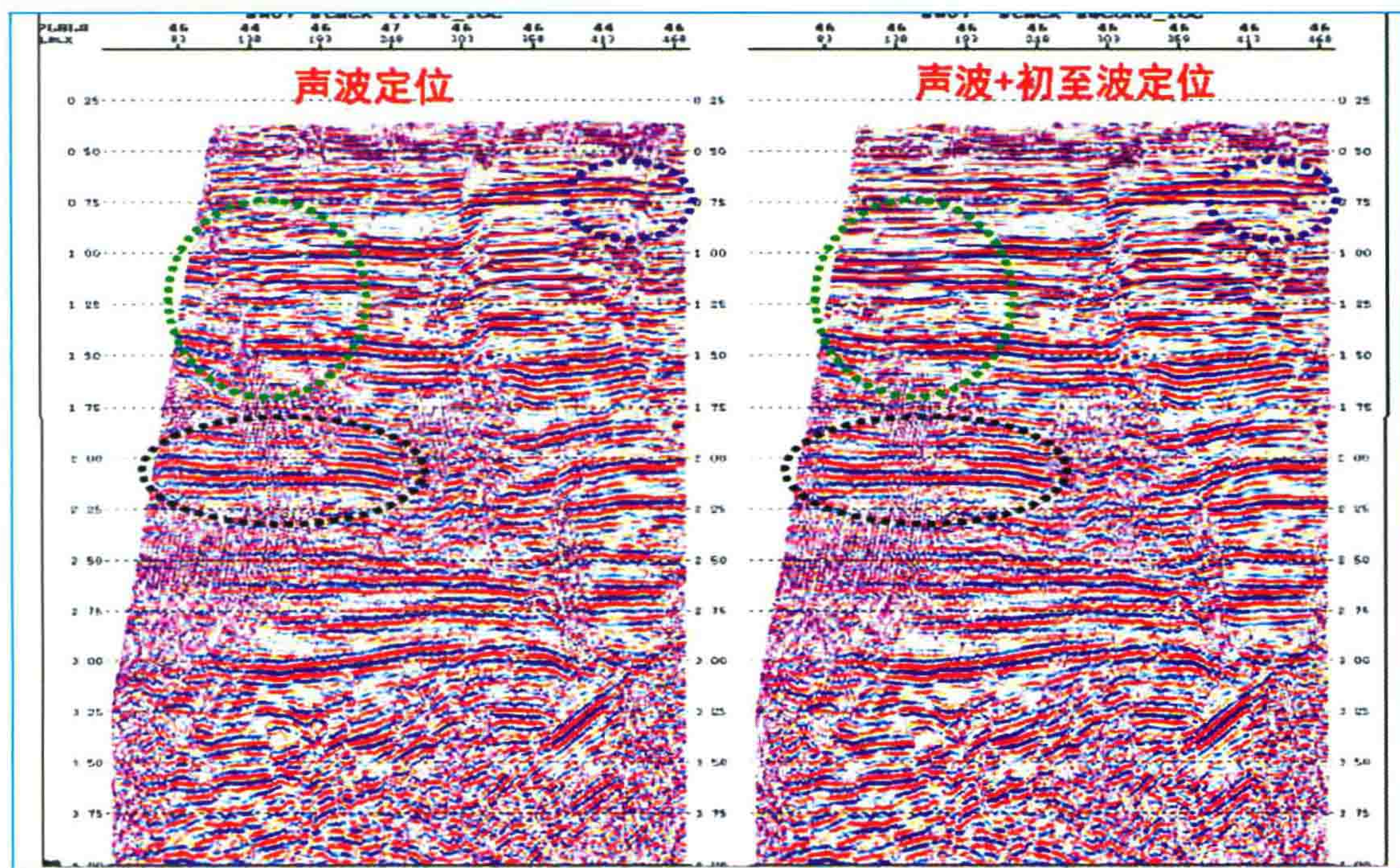


图 47　技术改进前后效果对比图

图 47 为技术改进前后对比图，图 48 为新老剖面对比图。该项目取得了观测方法、施工作业时窗、海域作业范围和资料品质的突破，新采集的三维地震资料满足了油田精确构造成像与精细储层预测的需要。

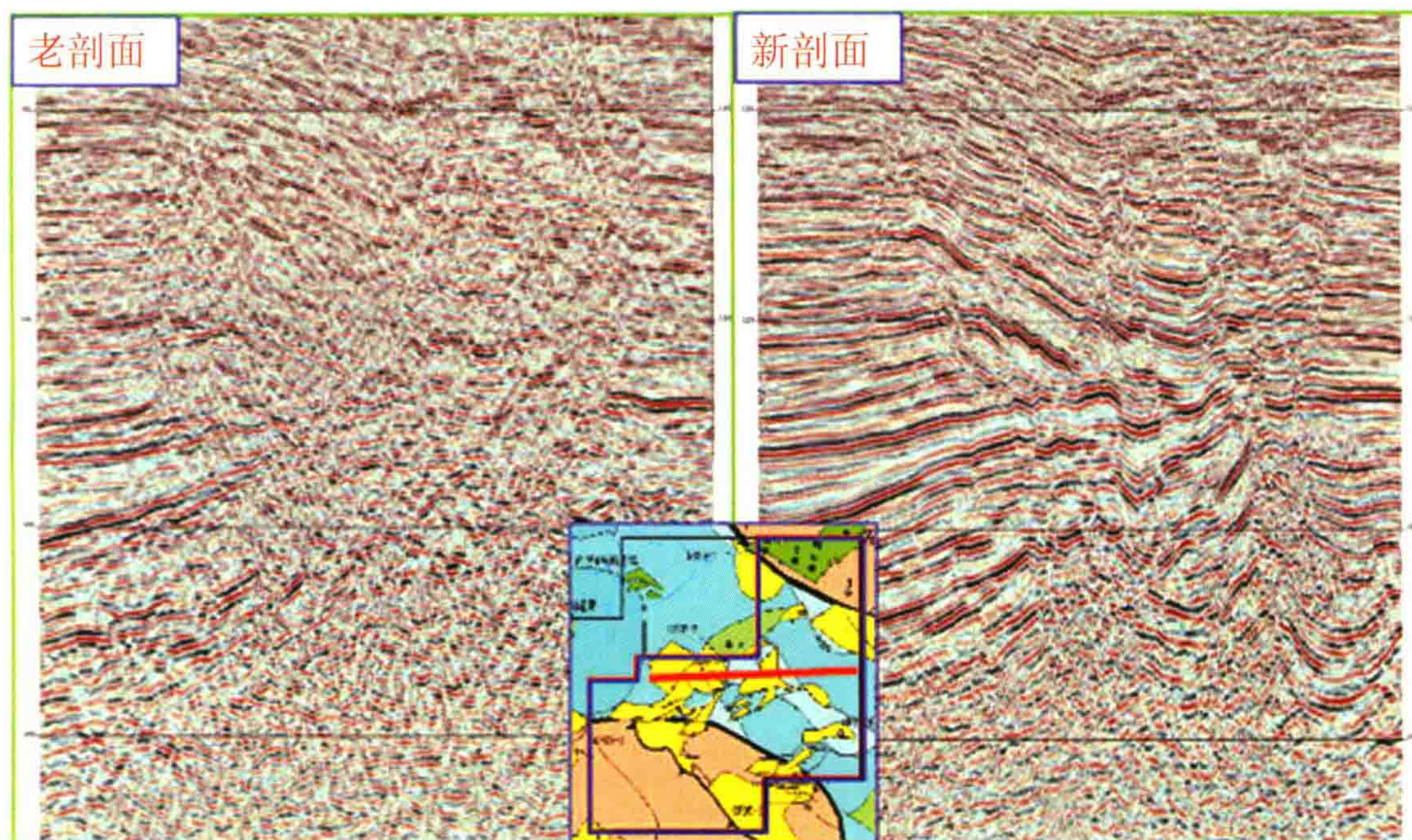


图 48　新老剖面对比

另外，东方公司在全球深海勘探业务方面也获得了发展(图 49)。



图 49　全球深海勘探业务

（二）塔里木盆地地震勘探的深化

目前塔里木盆地及鄂尔多斯盆地及四川已经成为我国天然气的生产基地。

1. 塔北山地区勘探情况

在塔北库车地区，建立克深“多阶式”逆冲构造模式，实现了大北-克拉苏构造带整体解剖。

图 50 为大北地区 BC04-197.5 二维偏移剖面，图 51 为 2009 年克深 1-2 三维叠前深度偏移剖面，对比可看出，技术进步使得剖面品质获得了明显的改善。

应用效果：建立了库车盐下标准的逆冲推覆构造模型(图 52、图 53)，减少了盐下复杂构造建模和圈闭描述的多解性！2009—2010 年库车坳陷完钻井 12 口，11 口获工业气流，成功率 90%。

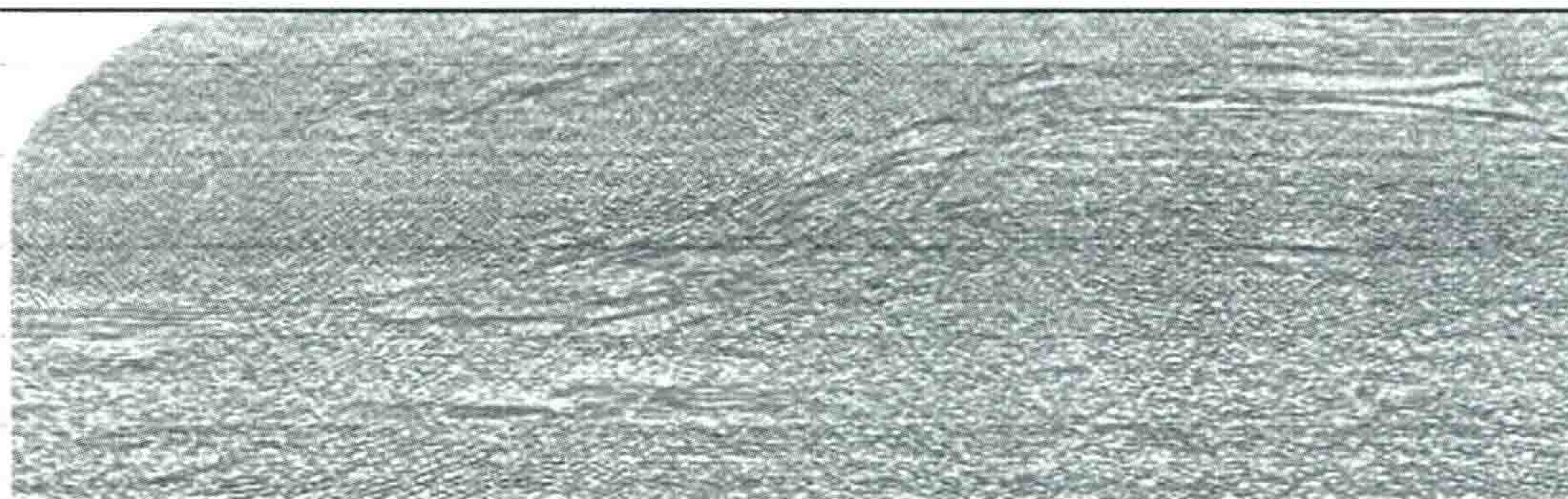


图 50　大北地区 BC04-197.5 二维偏移剖面

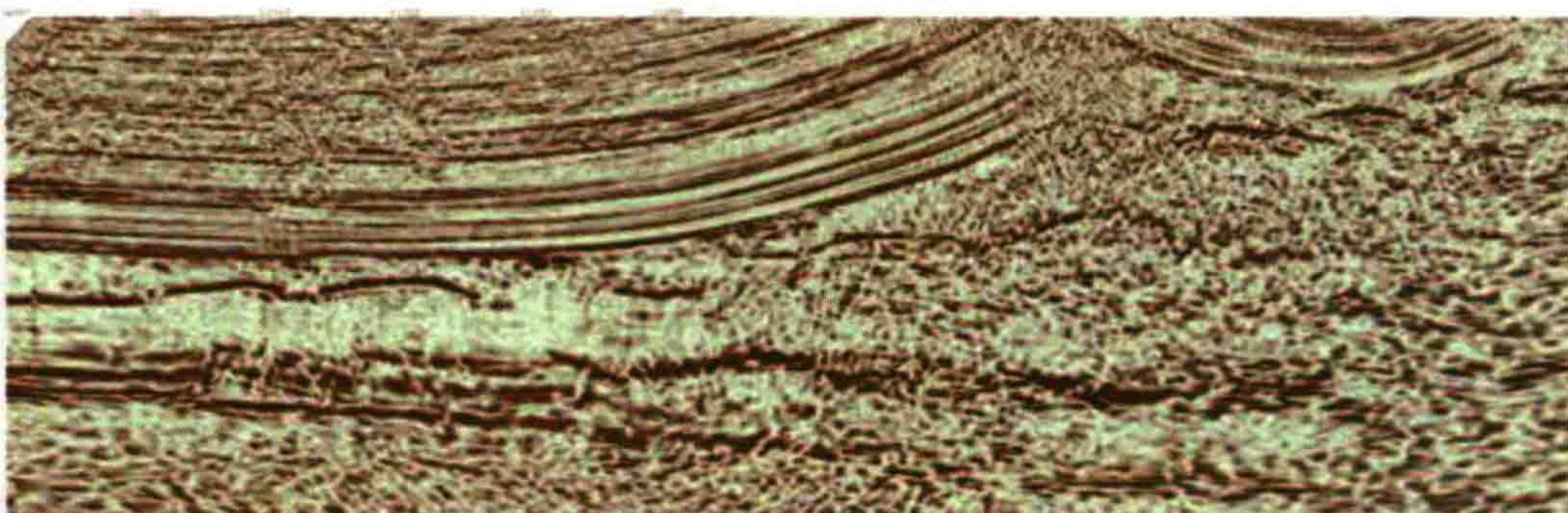


图 51　2009 年克深 1-2 三维叠前深度偏移剖面

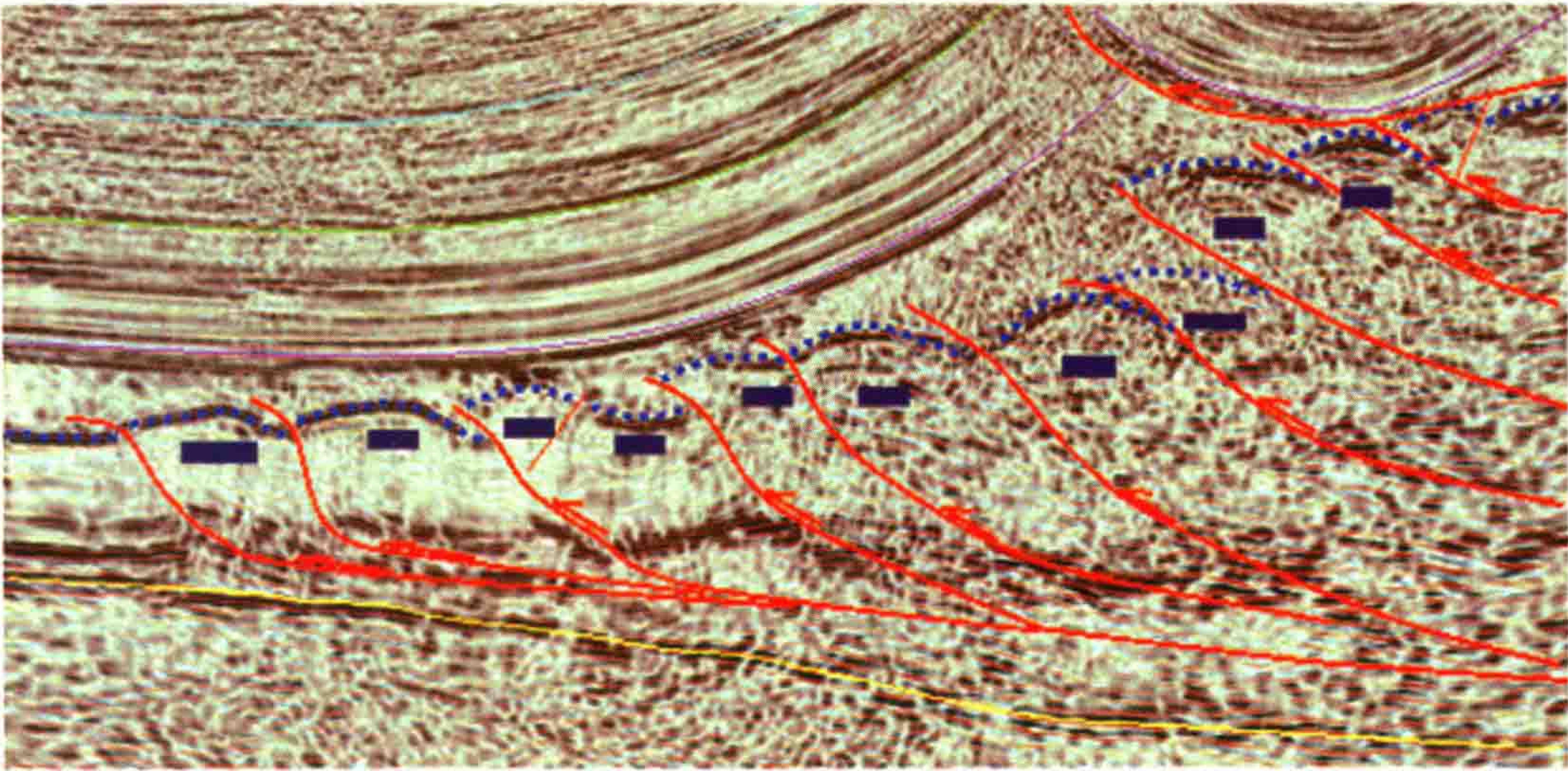


图 52　库车盐下标准的逆冲推覆构造模型(1)

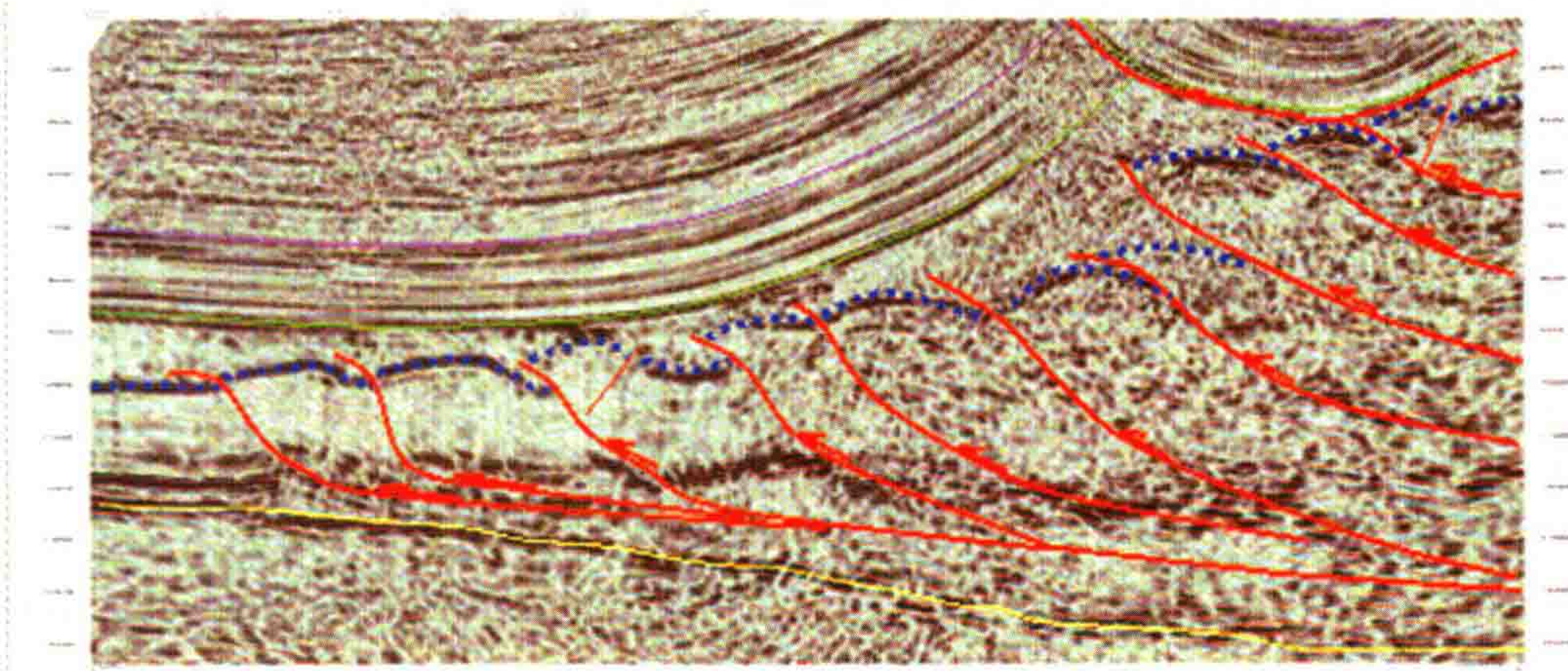


图 53　库车盐下标准的逆冲推覆构造模型(2)

图 54、图 55 和图 56 为库车前陆盆地勘探成果图。

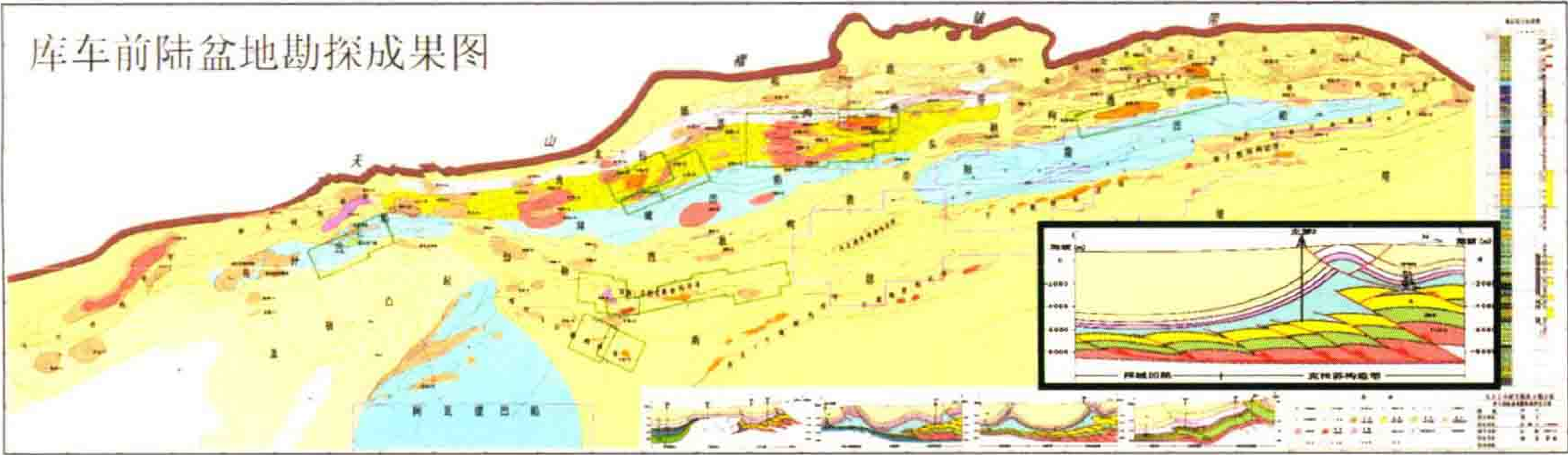


图 54　库车前陆盆地勘探成果图

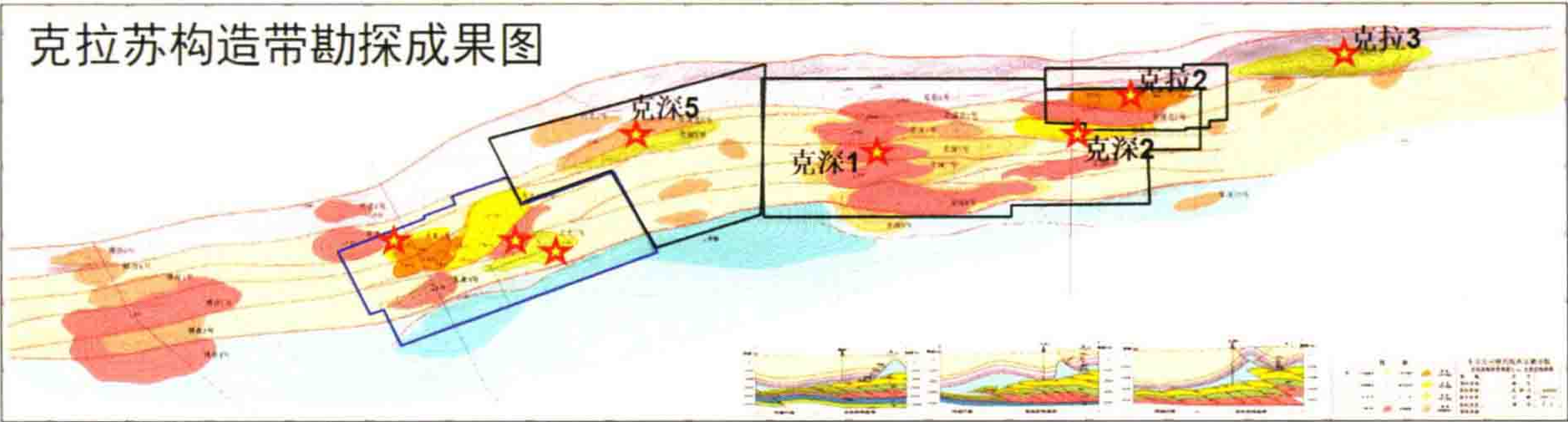


图 55　库车前陆盆地勘探成果图——克拉苏构造带

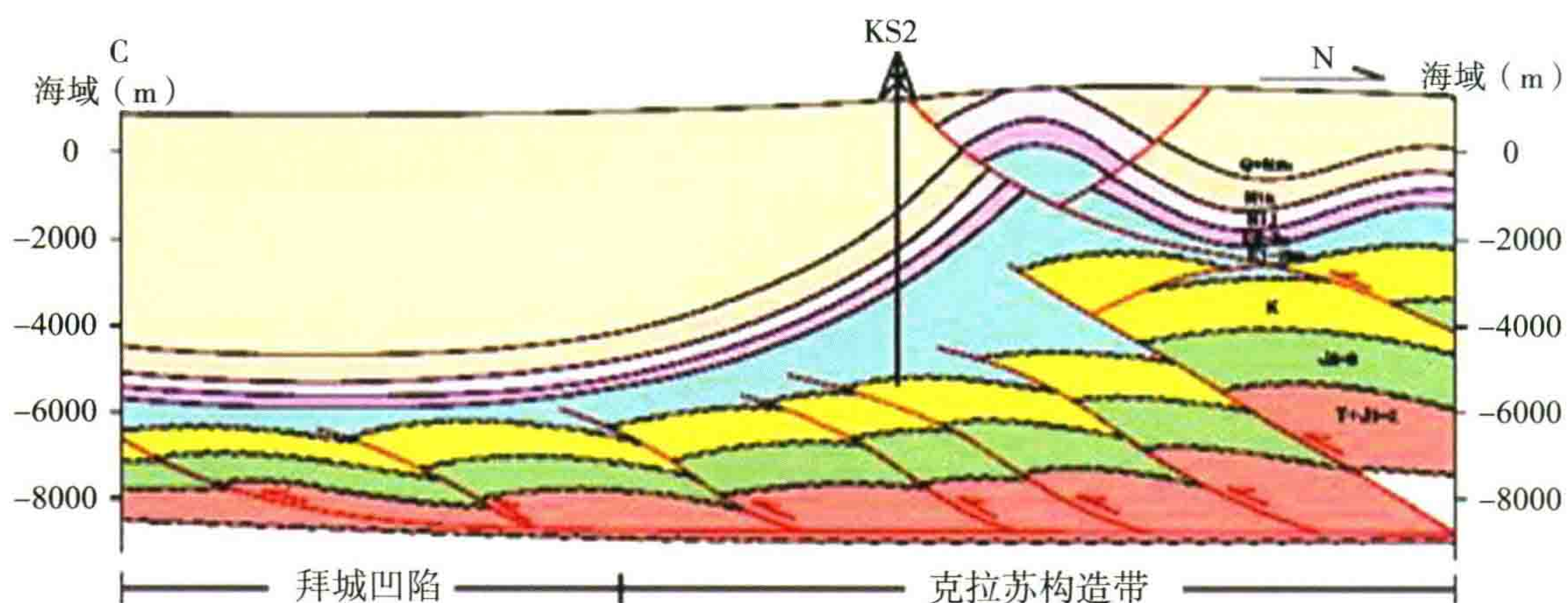


图 56 库车前陆盆地勘探成果图——KS2 井(剖面)

整体控制库车前陆盆地油气富集带，大北-克拉构造带资源规模近 20000 亿方：

(1)大北气田评价勘探稳步推进，整体规模近 5000 亿方；

(2)发现了克深 1、克深 2、克深 5。

2. 塔里木盆地碳酸盐岩勘探开发现状

(1) 缝洞型岩溶储层是目前勘探的重点(如图 57，分别有构造型、岩溶型、礁滩型)。

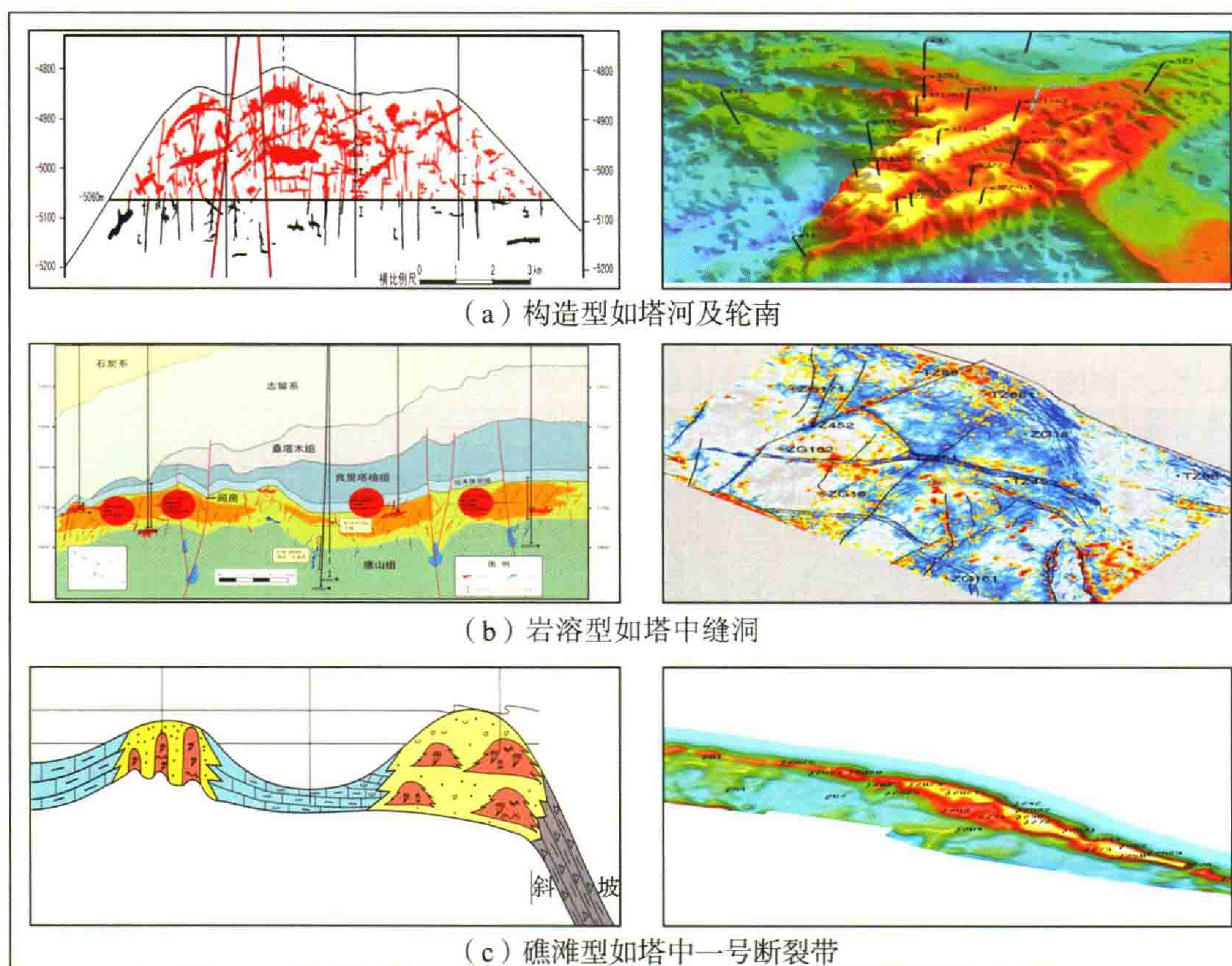


图 57 塔里木盆地碳酸盐岩储层类型——构造型、岩溶型、礁滩型

(2) 各种形式的串珠状强反射是目前的主要钻探目标(图 58、59)。

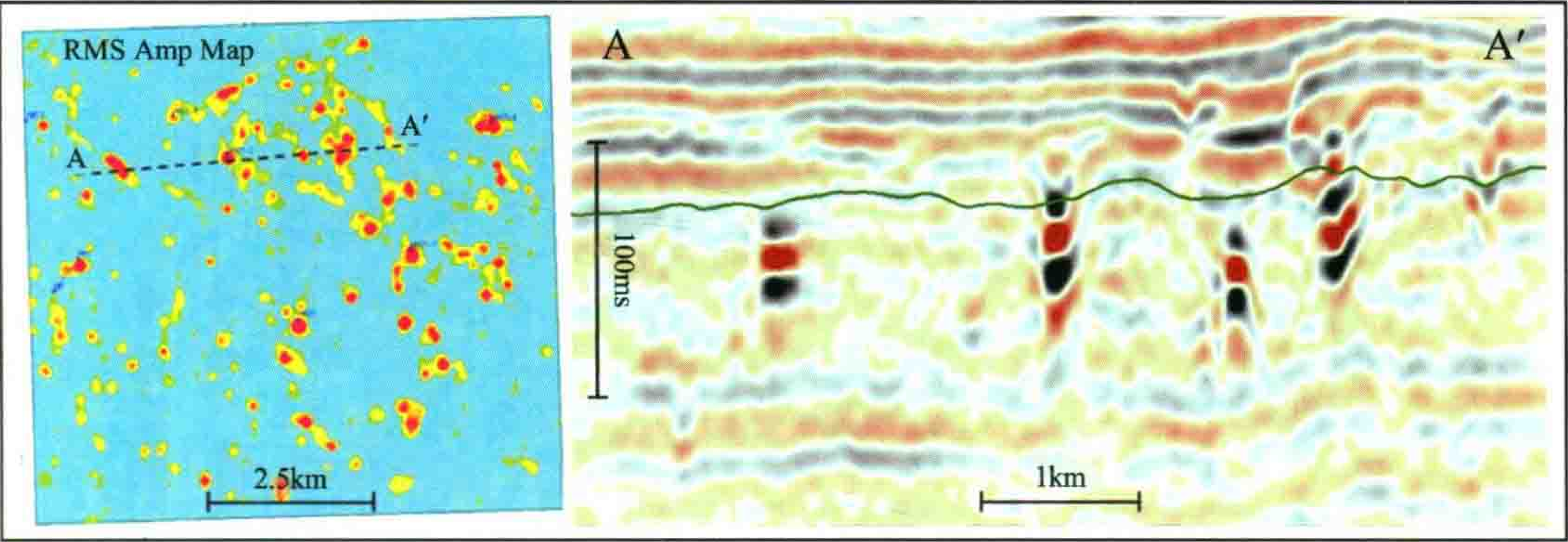


图 58　串珠状强反射的均方根振幅切片与对应剖面

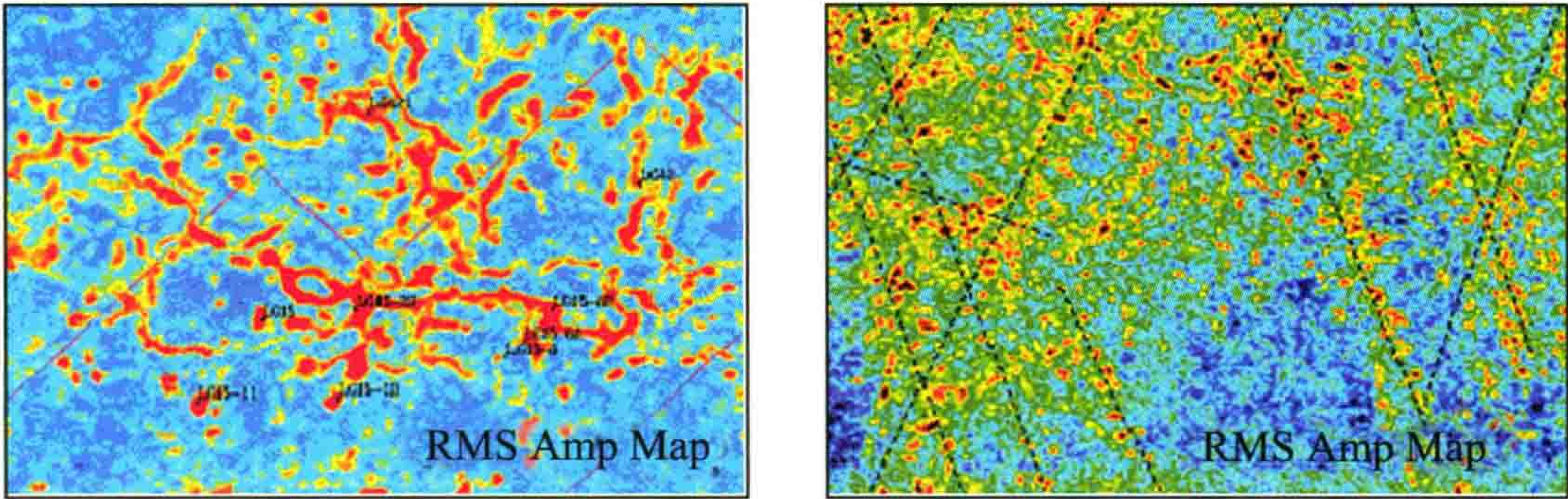


图 59　串珠状强反射在均方根振幅切片图上的显示

(3) 高产而不稳产是当前油气勘探的主要问题。

储层钻遇率接近 100%,高产油气井比率超过 70%,高效井比率接近 30%。

资源量 25 亿吨,探明约 8 亿吨,产能约 150 万吨。

图 60 为 H6 井区高效井比例及其产量比例,高效井平均产量 3.4 万吨,其他井平均产量 0.54 万吨。

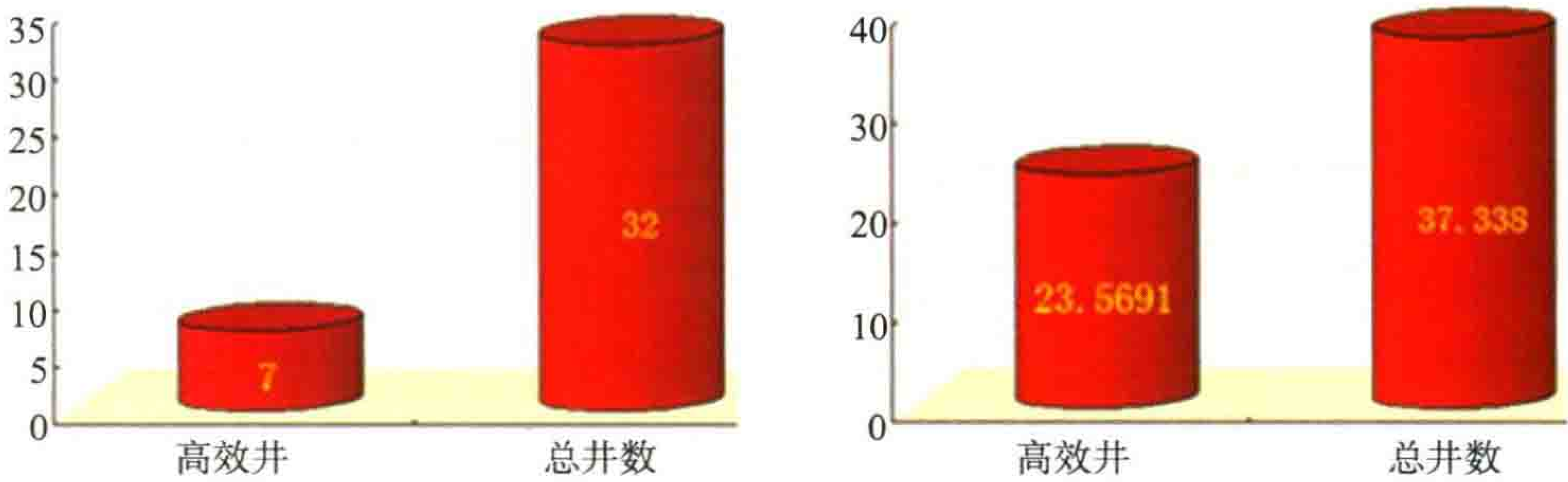


图 60　H6 井区高效井比例及其产量比例

图 61 为国外碳酸盐岩勘探资料,图 62 为塔里木盆地的特点:暴露时间增加,风化剥蚀作用增强;断层逐渐被掩盖,河道逐渐变明显。

世界十大油田和气田的基本资料

◆构造圈闭或生物礁

◆中、新生界浅地层

表 2 世界 10 个最大油田基本特征((据 Halbouty (2003b) 资料整理)

Table 2 Salient features of top 10 giant oil fields

序号	名称	国家	盆地	可采储量 油/10^4t	可采储量 气/10^8m^3	可采储量 油当量/10^4t	圈闭类型	主力储集层 层位	主力储集层 岩性
1	盖瓦尔/Ghawar	沙特	波斯湾	1 659 600	56 633	2 114 400	背斜	上侏罗统	砂屑石灰岩
2	大布尔干/Greater Burgan	科威特	波斯湾	819 900	12 035	916 600	背斜	下白垩统	砂岩
3	萨法尼亚/Safaniya	沙特	波斯湾	477 500	1 444	489 100	背斜	下白垩统	砂岩
4	马伦/Marun	伊朗	扎格罗斯	259 200	21 917	435 200	背斜	中新统	碳酸盐岩
5	南和北鲁迈拉/Rumaila N & S	伊拉克	波斯湾	327 400	4 531	363 800	背斜	下白垩统	砂岩
6	阿瓦士/Ahwaz	伊朗	扎格罗斯	300 100	6 796	354 700	背斜	中新统	砂岩
7	加奇萨兰/Gachsaran	伊朗	扎格罗斯	272 900	9 016	345 600	背斜	中新统	石灰岩
8	扎库姆/Zakum	阿联酋	波斯湾	290 900	3 681	320 500	背斜	下白垩统	石灰岩
9	马尼法/Manifa	沙特	波斯湾	233 300	1 356	244 200	背斜	下白垩统	砂屑石灰岩
10	基尔库克/Kirkuk	伊拉克	扎格罗斯	219 600	1 133	228 700	背斜	渐新统	碳酸盐岩

表 3 世界 10 个最大气田基本特征 (据 Halbouty (2003b) 资料整理)

Table 3 Salient features of top 10 giant gas fields

序号	名称	国家	盆地	可采储量 油/10^4t	可采储量 气/10^8m^3	可采储量 凝析油/10^4t	可采储量 油当量/10^4t	圈闭类型	主力储集层 层位	主力储集层 岩性
1	诺斯/North Field	卡塔尔	波斯湾		283 166	354 700	2 628 500	构造	上二叠统—下三叠统	白云岩
2	南帕尔斯/Pars South	伊朗	波斯湾	23 200	130 256	233 300	1 302 400	构造	上二叠统—下三叠统	白云岩
3	乌连戈伊/Urengoy	俄罗斯	西西伯利亚	14 500	104 035	51 300	901 200	构造	上白垩统	砂岩
4	扬堡/Yamburg	俄罗斯	西西伯利亚	500	67 266	12 500	553 200	构造	上白垩统	砂岩
5	哈西鲁迈勒/Hassi R'Mel	阿尔及利亚	古达米斯	1 100	29 732	67 300	307 200	构造	上三叠统	砂岩
6	扎波利亚尔/Zapolyarnoye	俄罗斯	西西伯利亚	6 400	36 251	9 600	307 100	构造	上白垩统	砂岩
7	阿斯特拉罕/Astrakhan'	俄罗斯	滨里海		26 334	65 500	276 900	礁	上石炭统	有孔虫灰岩
8	卡拉恰加纳克/Karachaganak	哈萨克斯坦	滨里海	18 900	14 332	71 100	205 000	礁	上石炭统	珊瑚灰岩
9	拉格萨费德/Rag-E-Safid	伊朗	扎格罗斯	51 800	16 990	1 400	189 600	构造	中新统	碳酸盐岩
10	博瓦年科夫/Bovanenko	俄罗斯	西西伯利亚		21 634		173 700	构造	下白垩统	砂岩

资料来源：白国平，2006，世界碳酸盐岩大油气田分布特征 (据Halbouty (2003b)资料整理)

图 61 世界十大油田和气田的基础资料

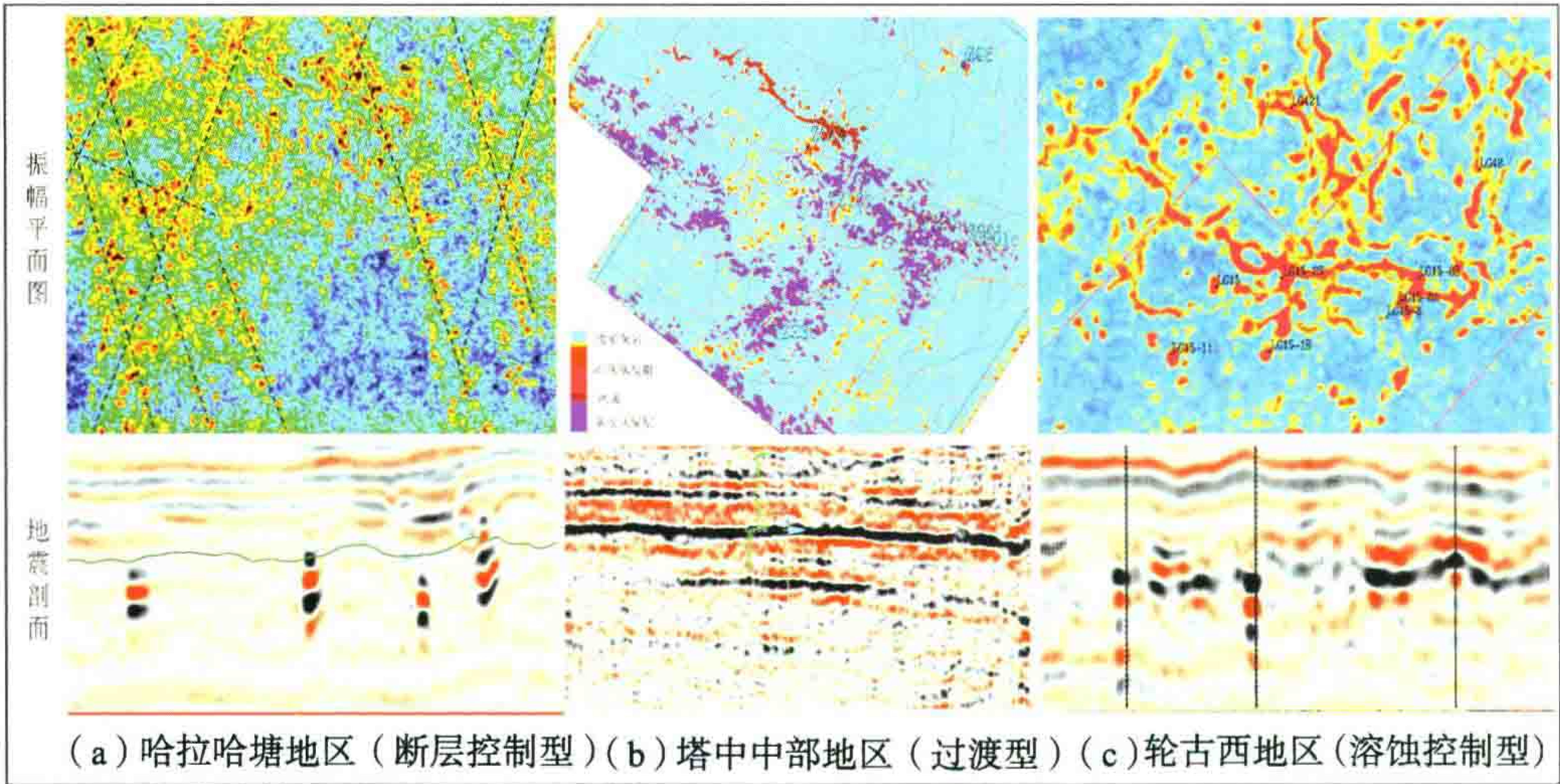


图 62 塔里木盆地碳酸盐岩油气田的特点

三、解释技术的进展

(1) 通过波动方程正演(图 63),建立溶洞体积校正量板(图 64、表 3),为储集空间大小的定量计算奠定基础。

重要认识:串珠小一点,储量小很多!

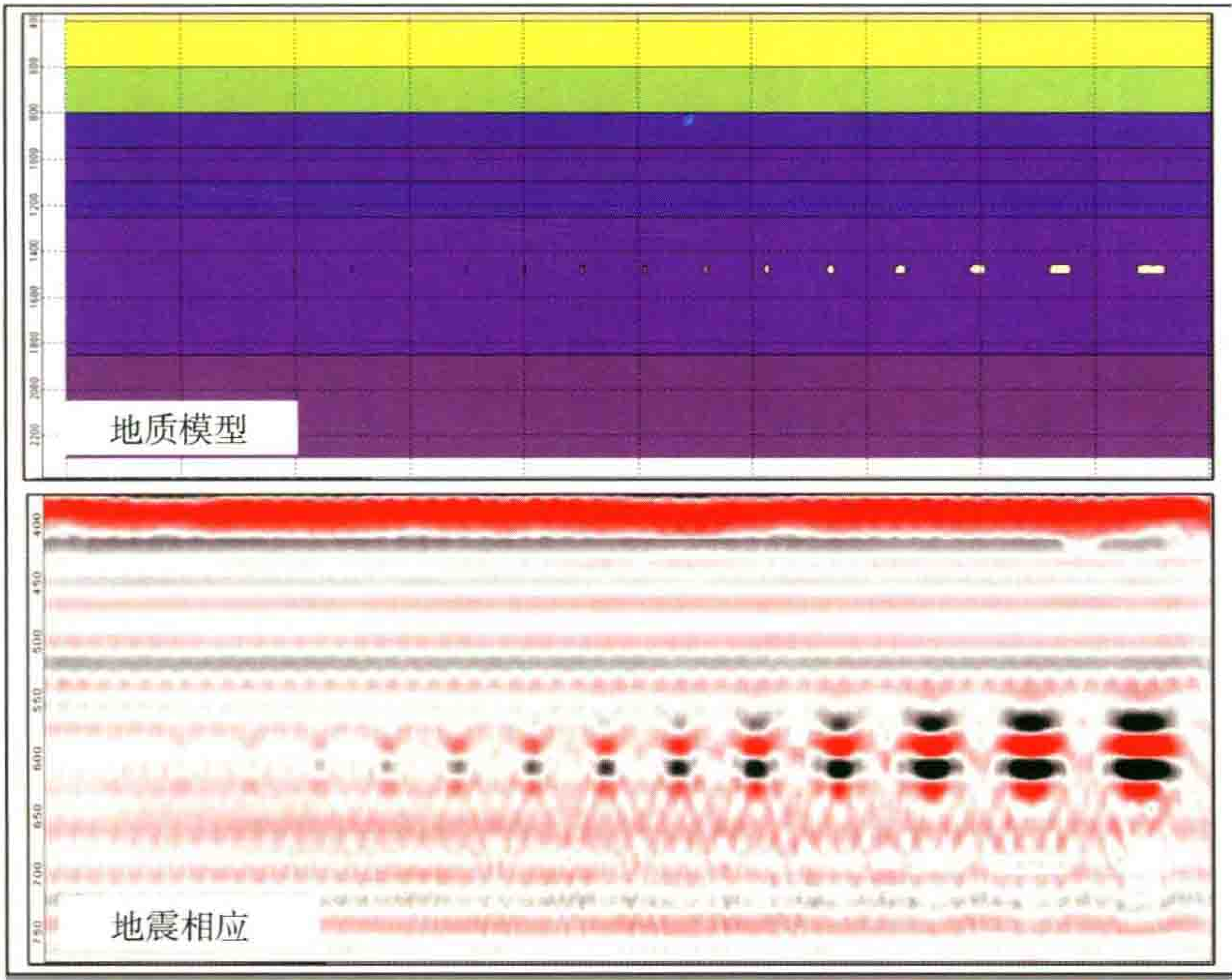


图 63　地震响应的放大效应（适用于哈拉哈塘地区）

表 3　溶洞体积校正量板

道数（道）	直径（m）	高度（m）	地震体积（万方）	校正系数	实际体积（万方）	级差（万方）
3	75	40	17.7	7.8	2.3	
4	100	40	31.4	7.2	4.4	2.1
5	25	40	49.1	6.5	7.5	3.2
6	150	40	70.7	5.3	13.3	5.8
7	175	40	96.2	3.6	26.7	13.4
8	200	40	125.6	2.1	59.8	33.1
9	225	40	159.0	1.5	106.0	46.2
10	250	40	196.3	1.2	163.5	57.6

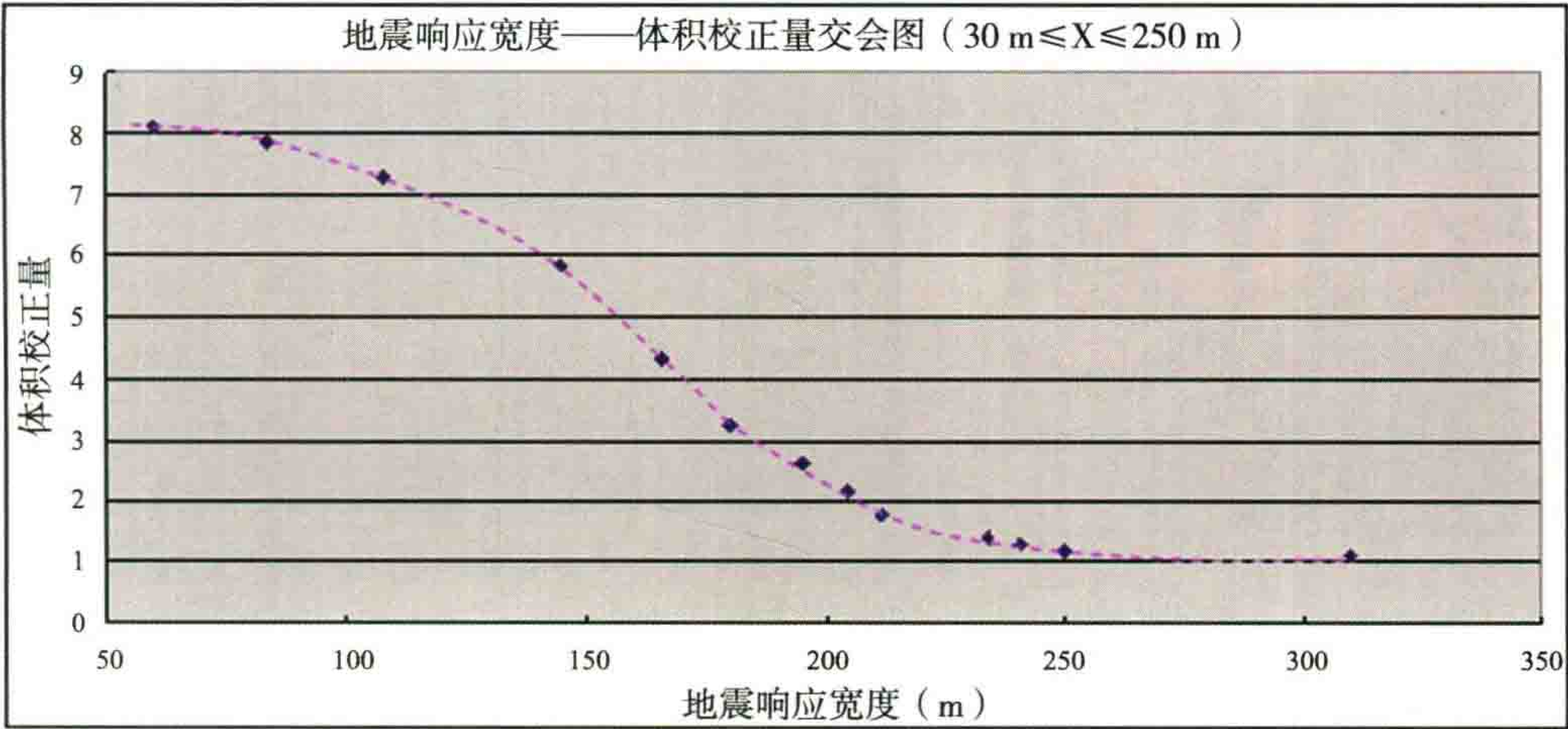


图 64　地震响应宽度—体积校正量交会图

（2）裂缝预测由定性迈入定量，断裂与裂缝描述技术取得突破（图 65～69）。

方位各向异性预测裂缝方向具有明显优势。



图 65 相干属性刻画断层、河道与串珠

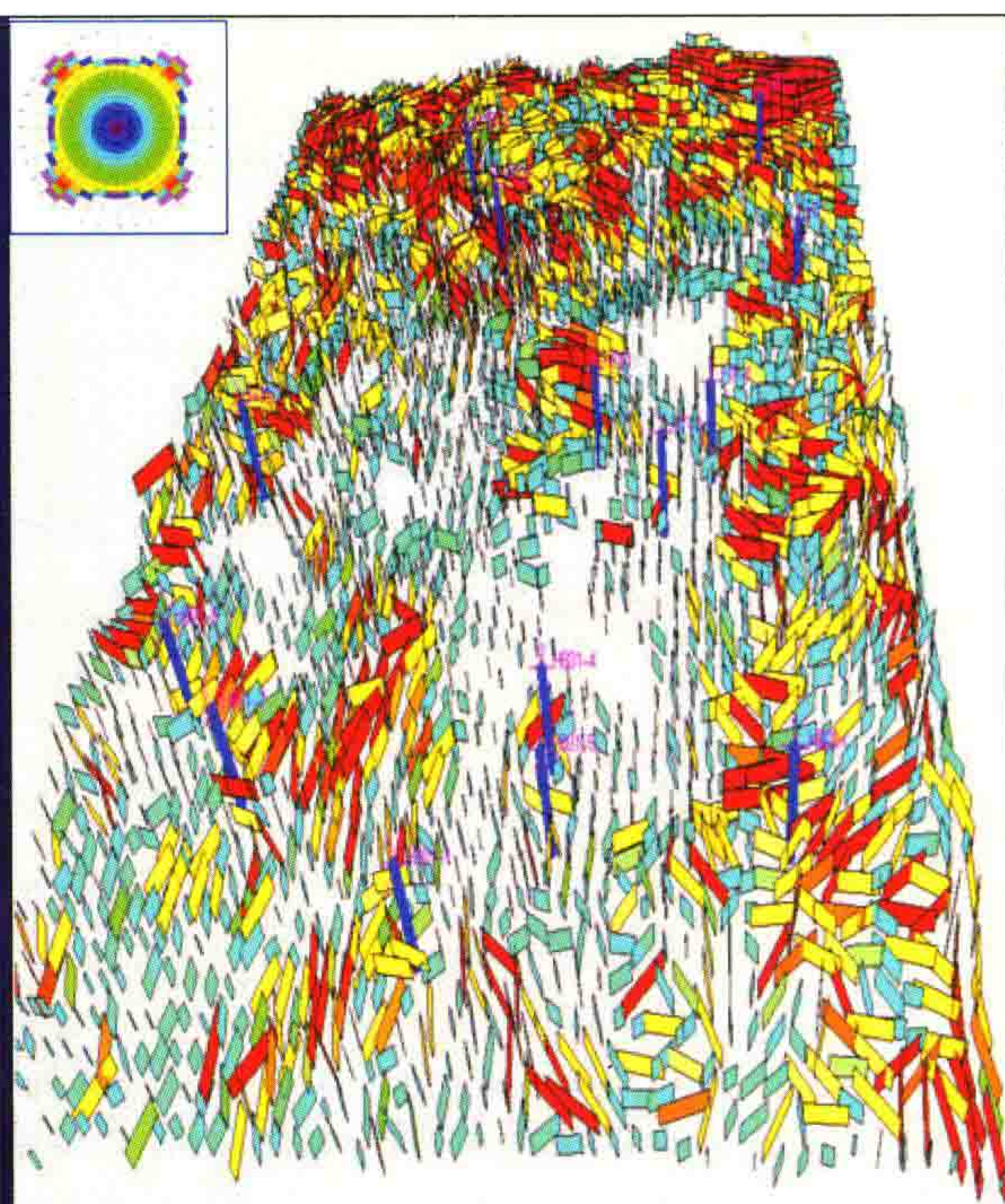
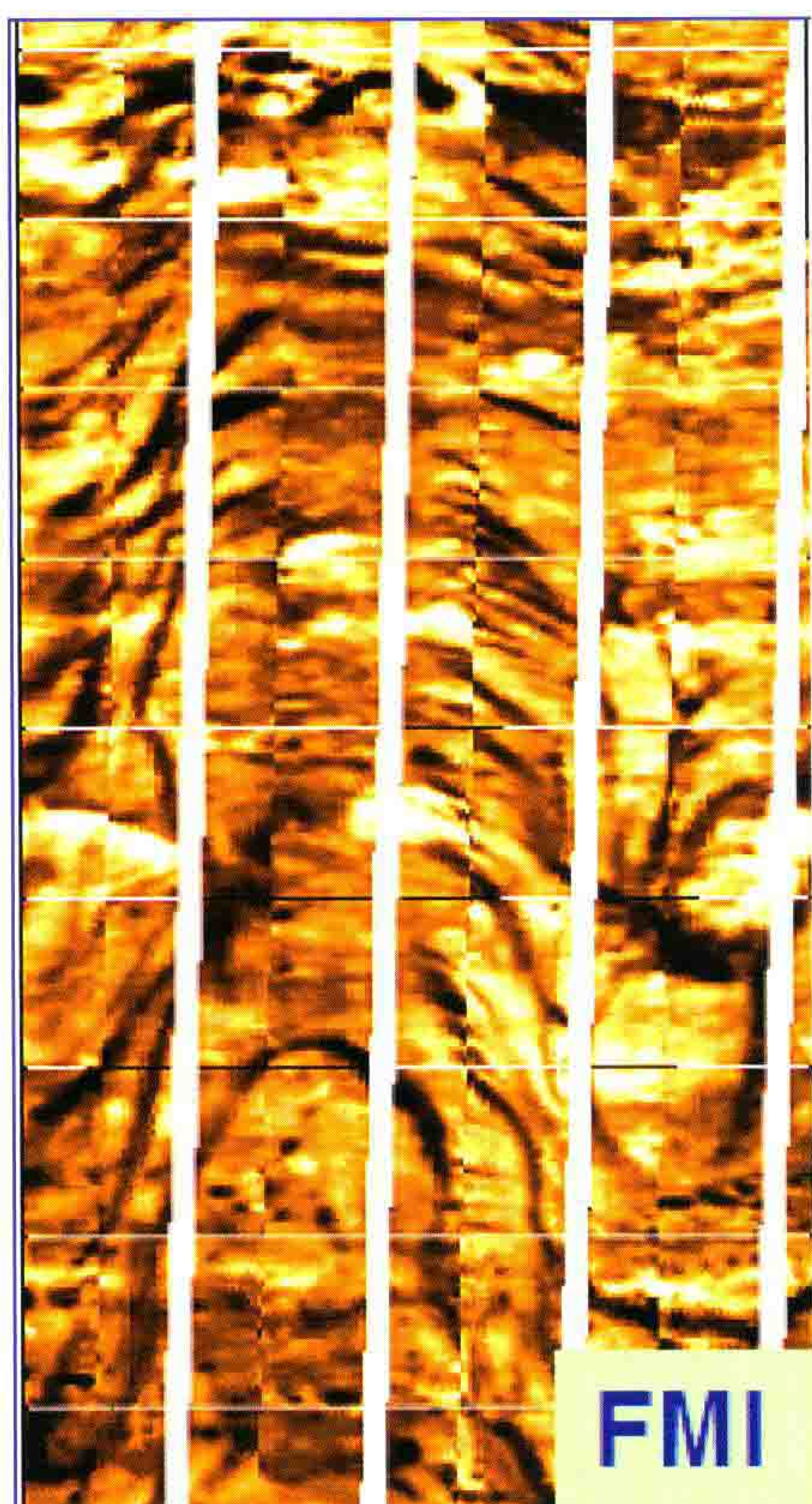


图 66 各向异性预测裂缝密度与方向



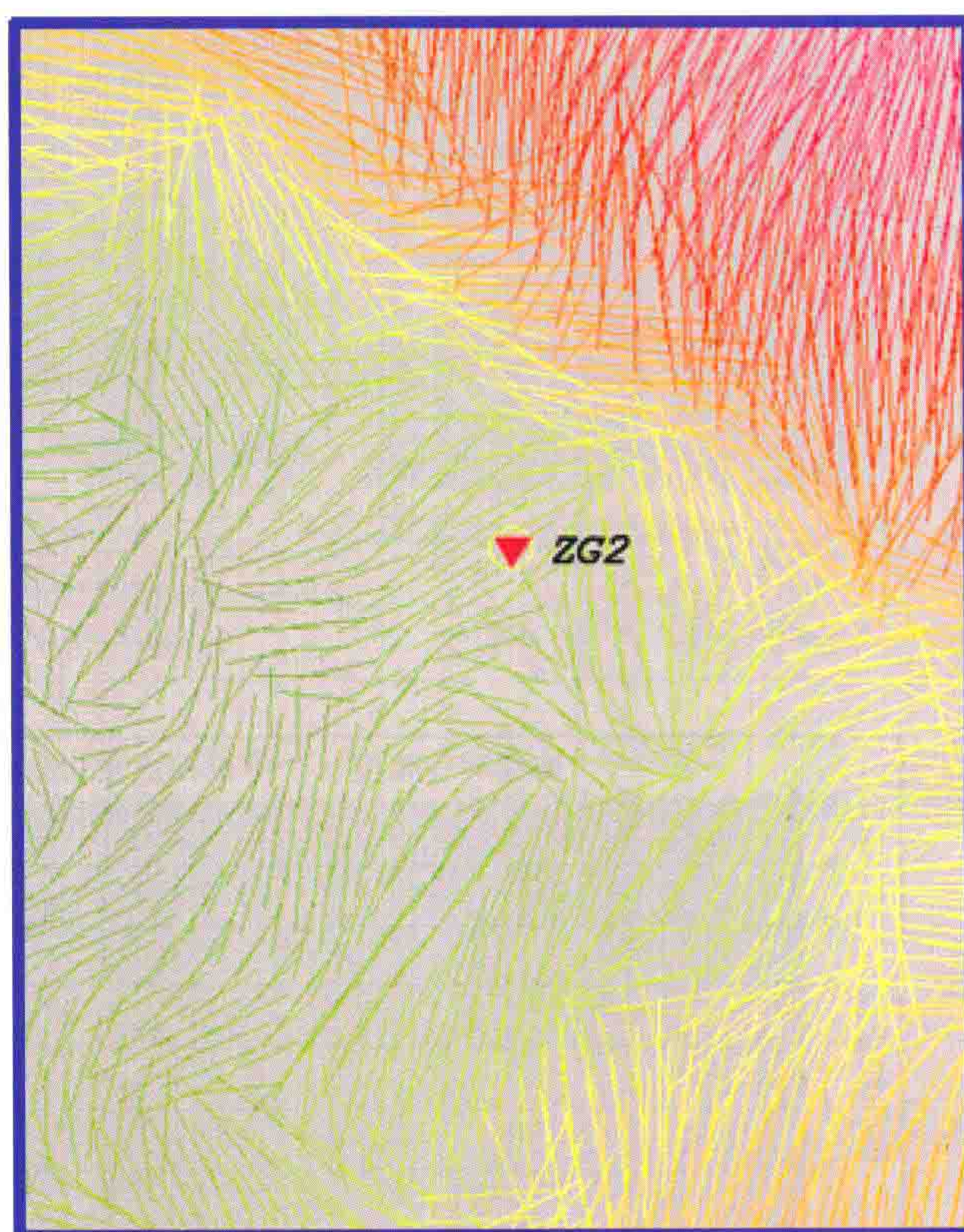


图 67 ZG2 井 FMI 测井及裂缝预测图

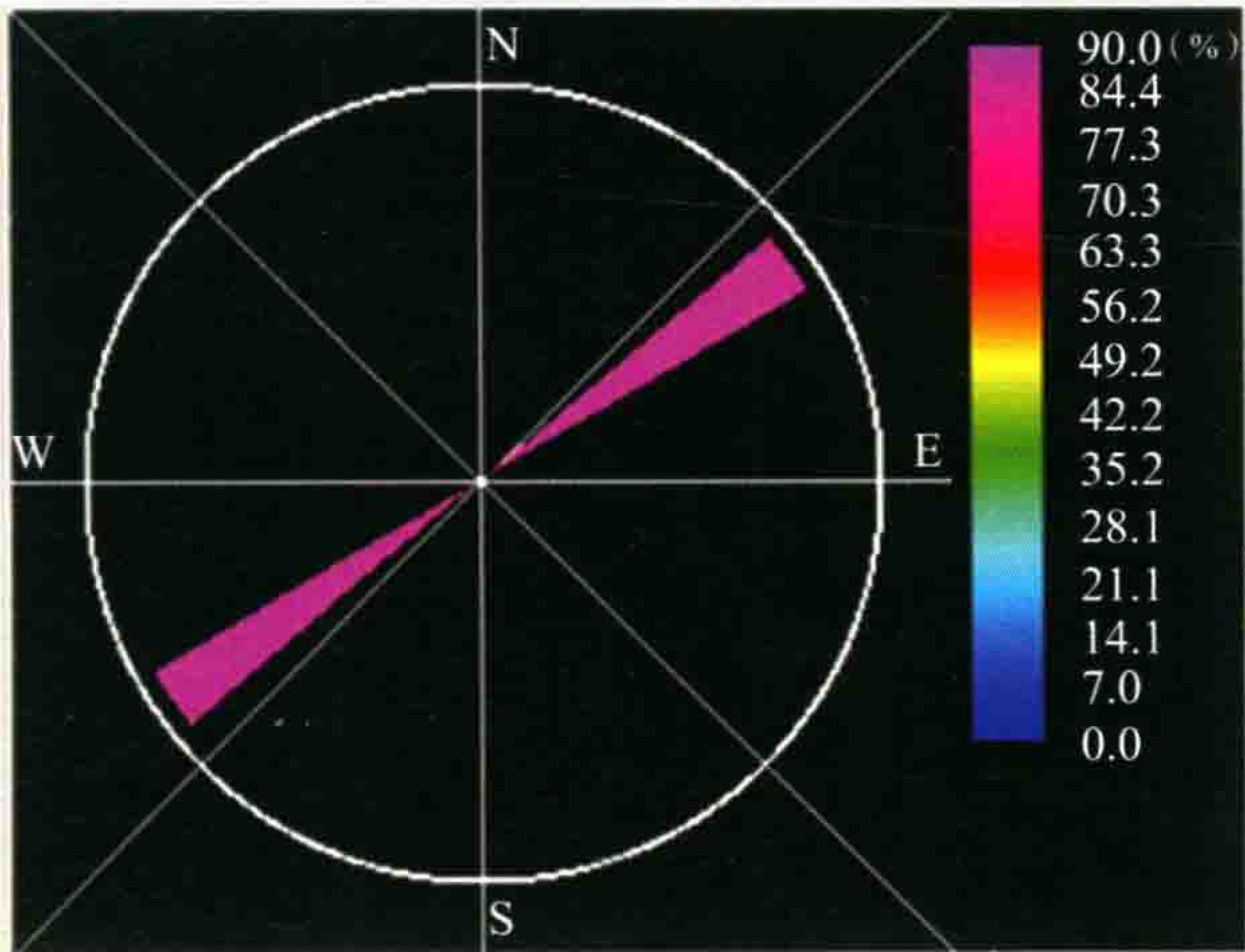


图 68 预测裂缝方向

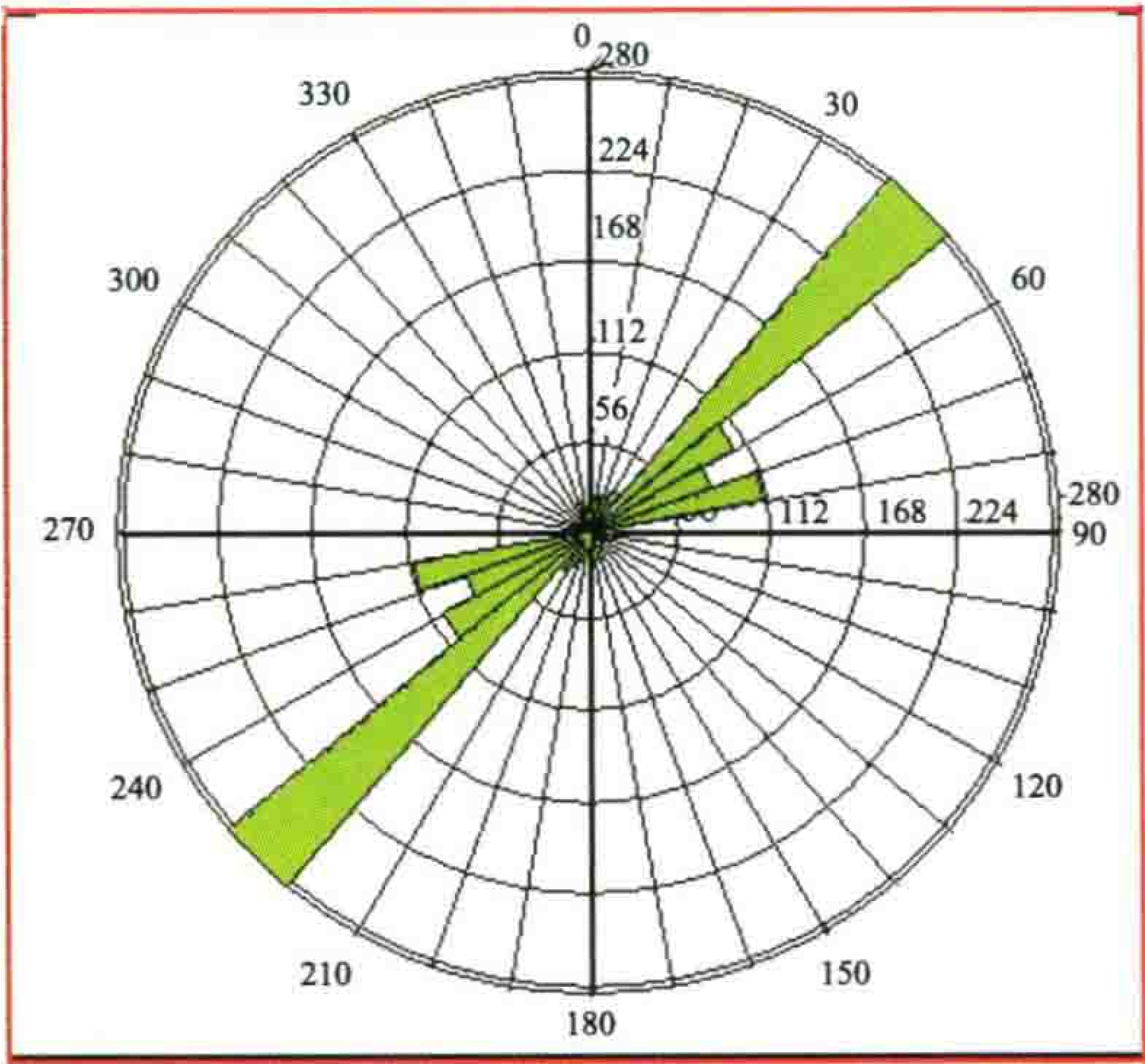


图 69 实测裂缝方向

四、地震采集技术进展

1. 不同观测方式地震资料效果对比

(1) 二维与三维地震资料对比(图 70)。

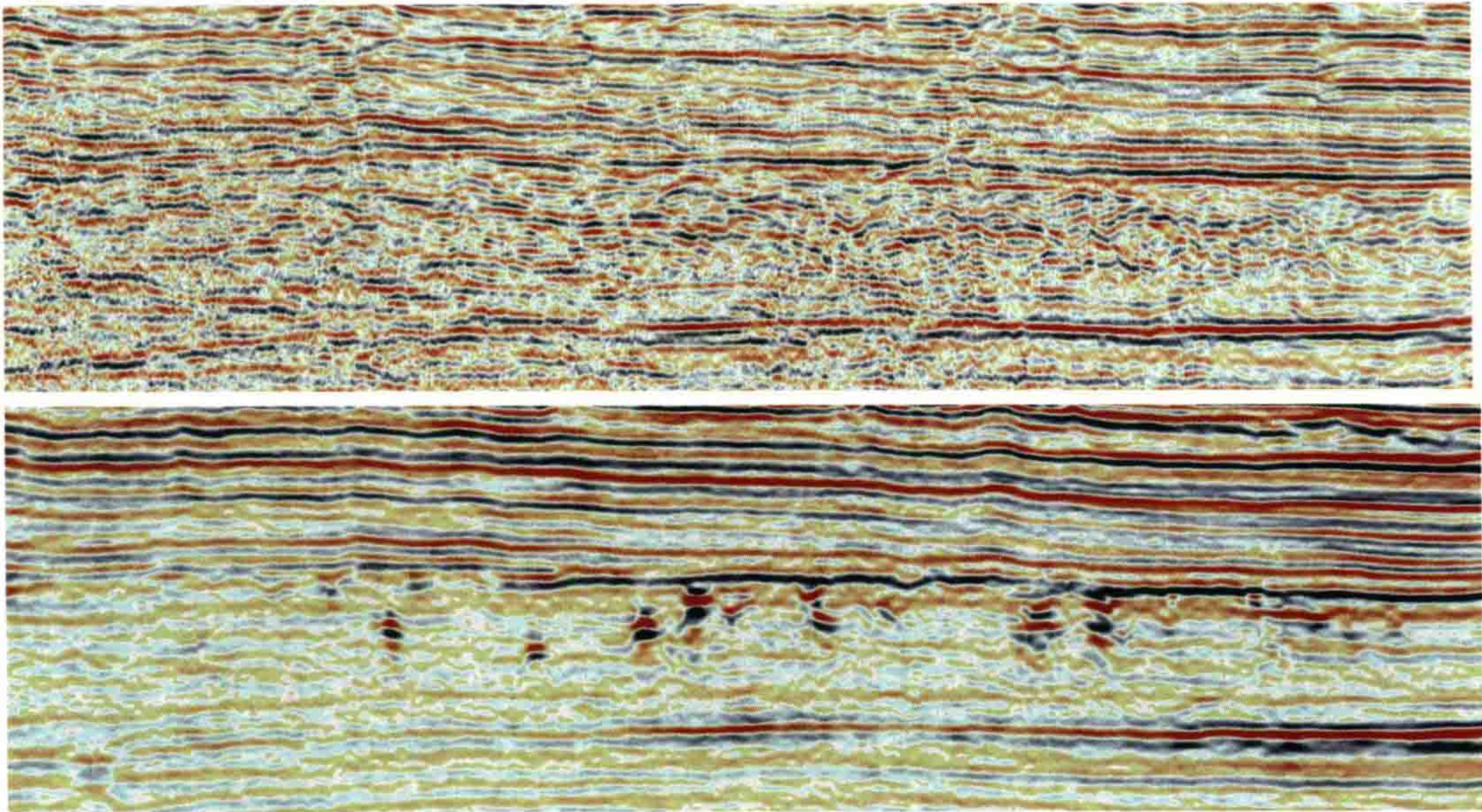


图 70 哈拉哈塘地区二维与三维资料对比(上 2D 下 3D)

(2) 窄方位与宽方位资料对比(图 71～74)。

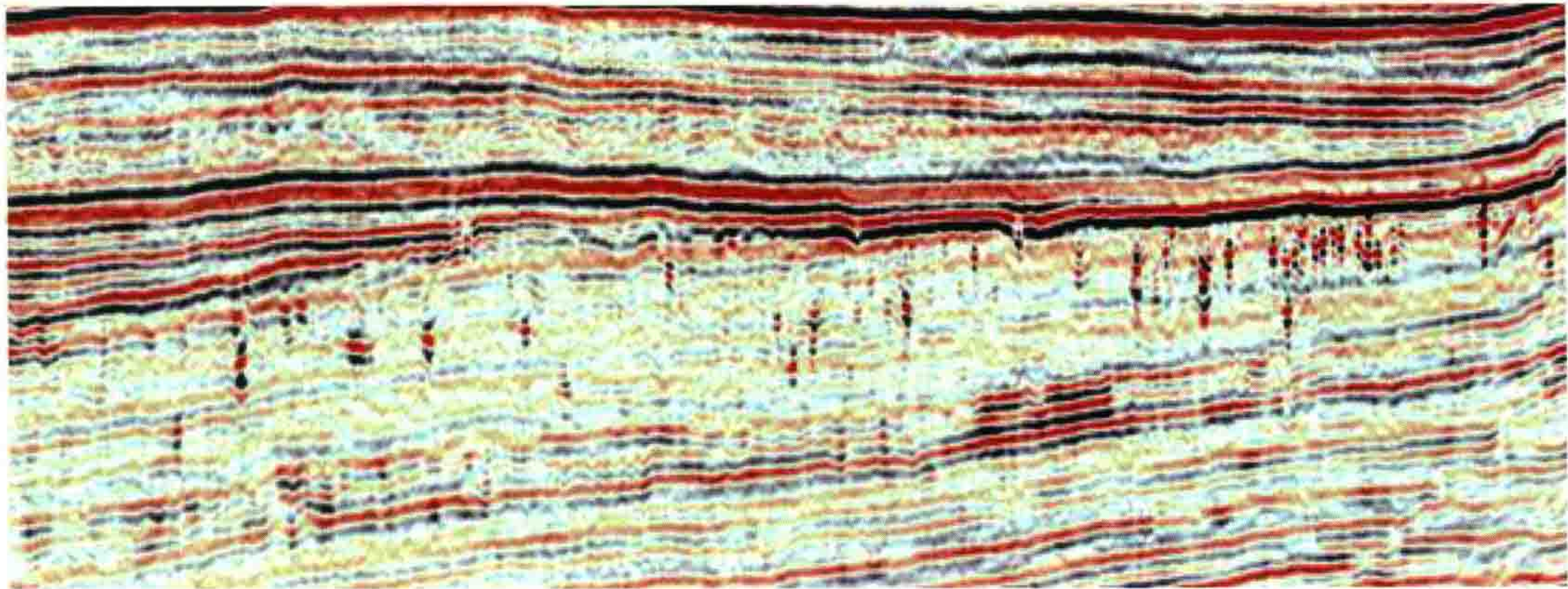


图 71 哈 6 三维 72 次覆盖(2007 年采集,2008 年 PSTM 处理)

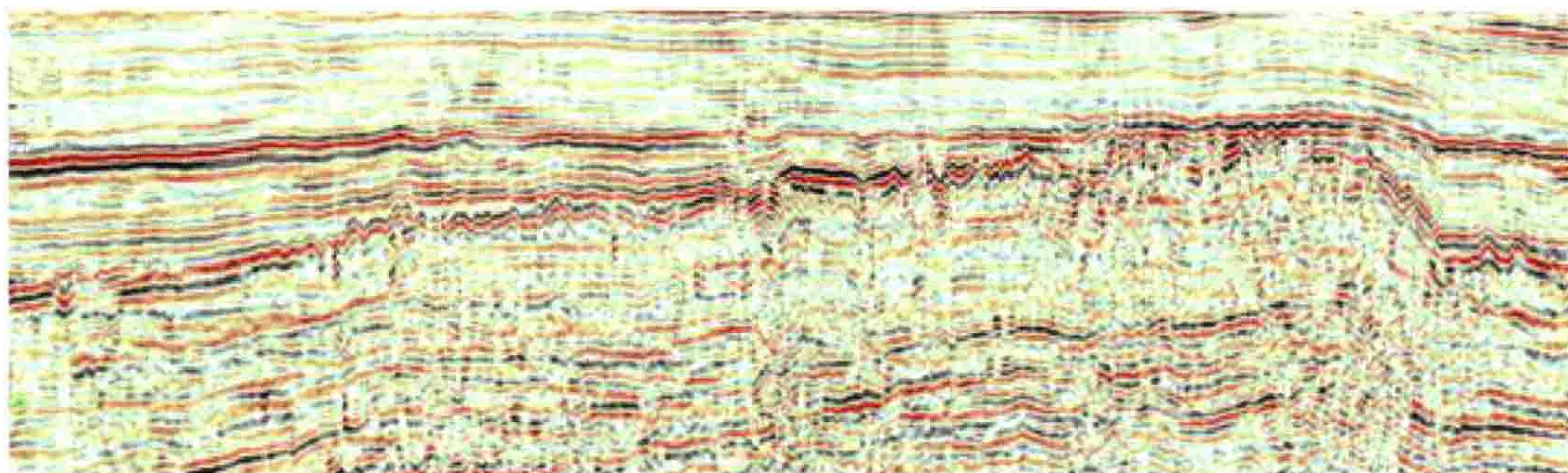


图 72 轮南三维 32 次覆盖(1998—2001 年采集,2005 年连片 PSTM 处理)

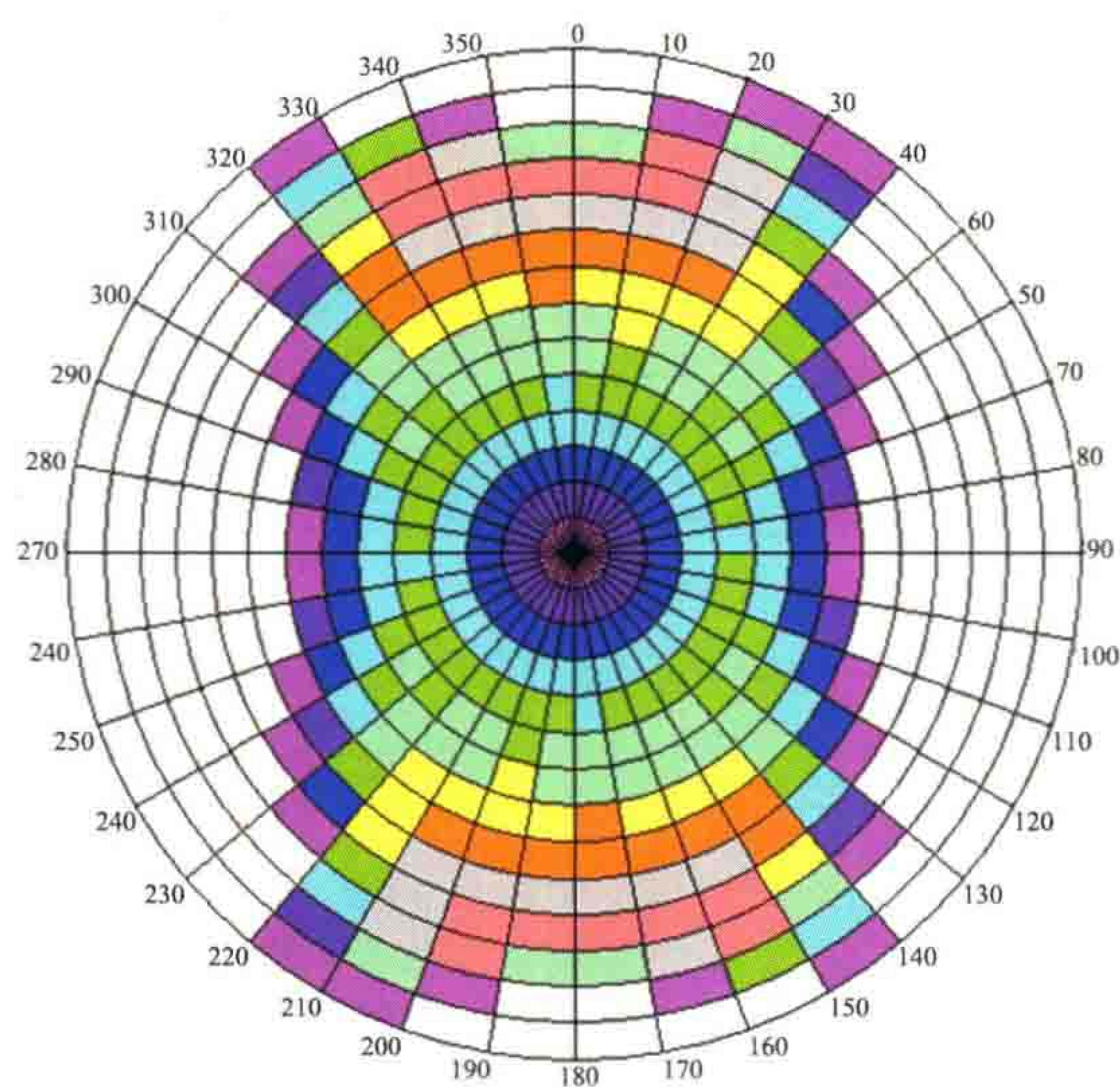


图 73 哈 6 三维

(72 次覆盖,横纵比 0.58)

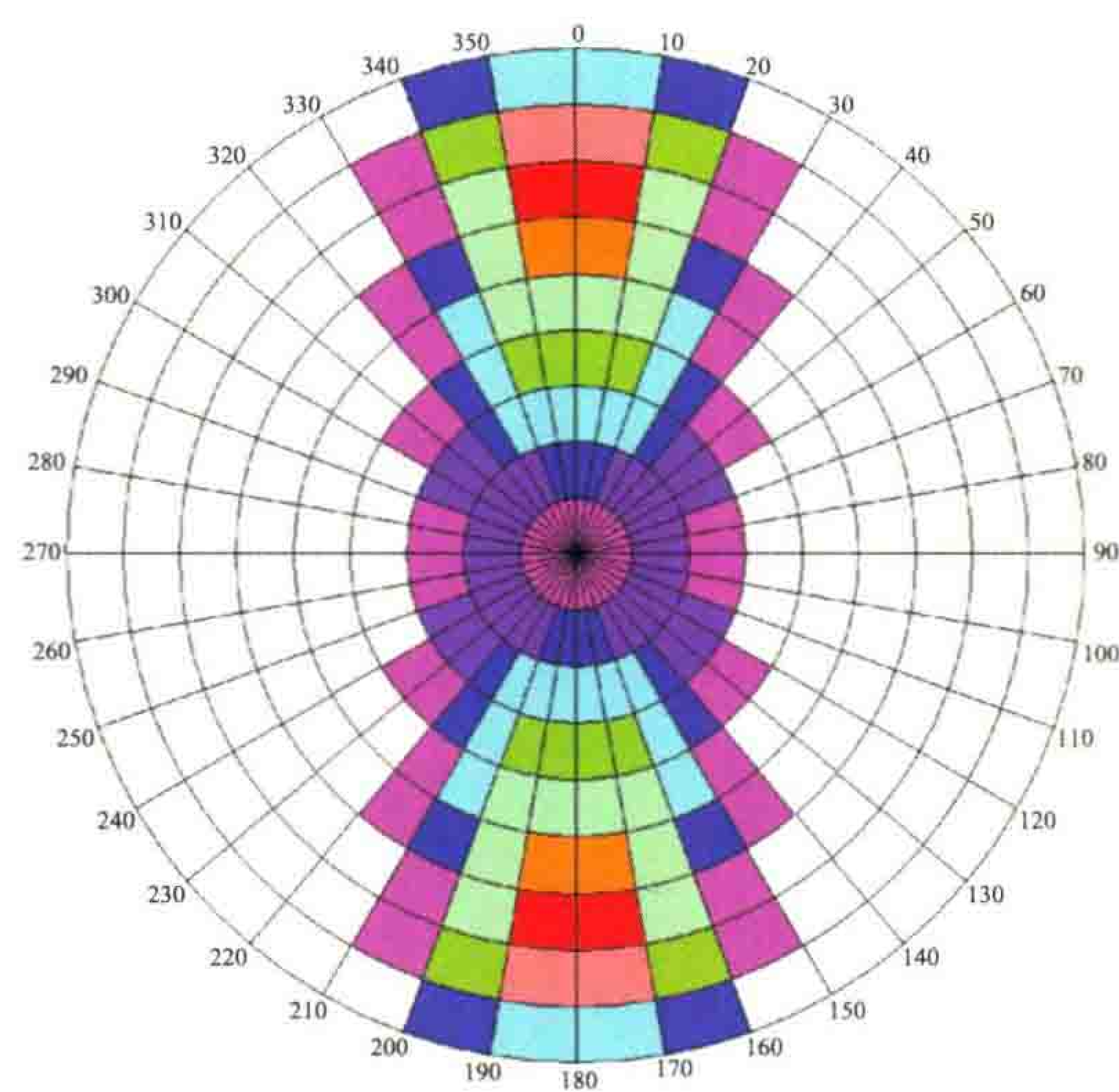
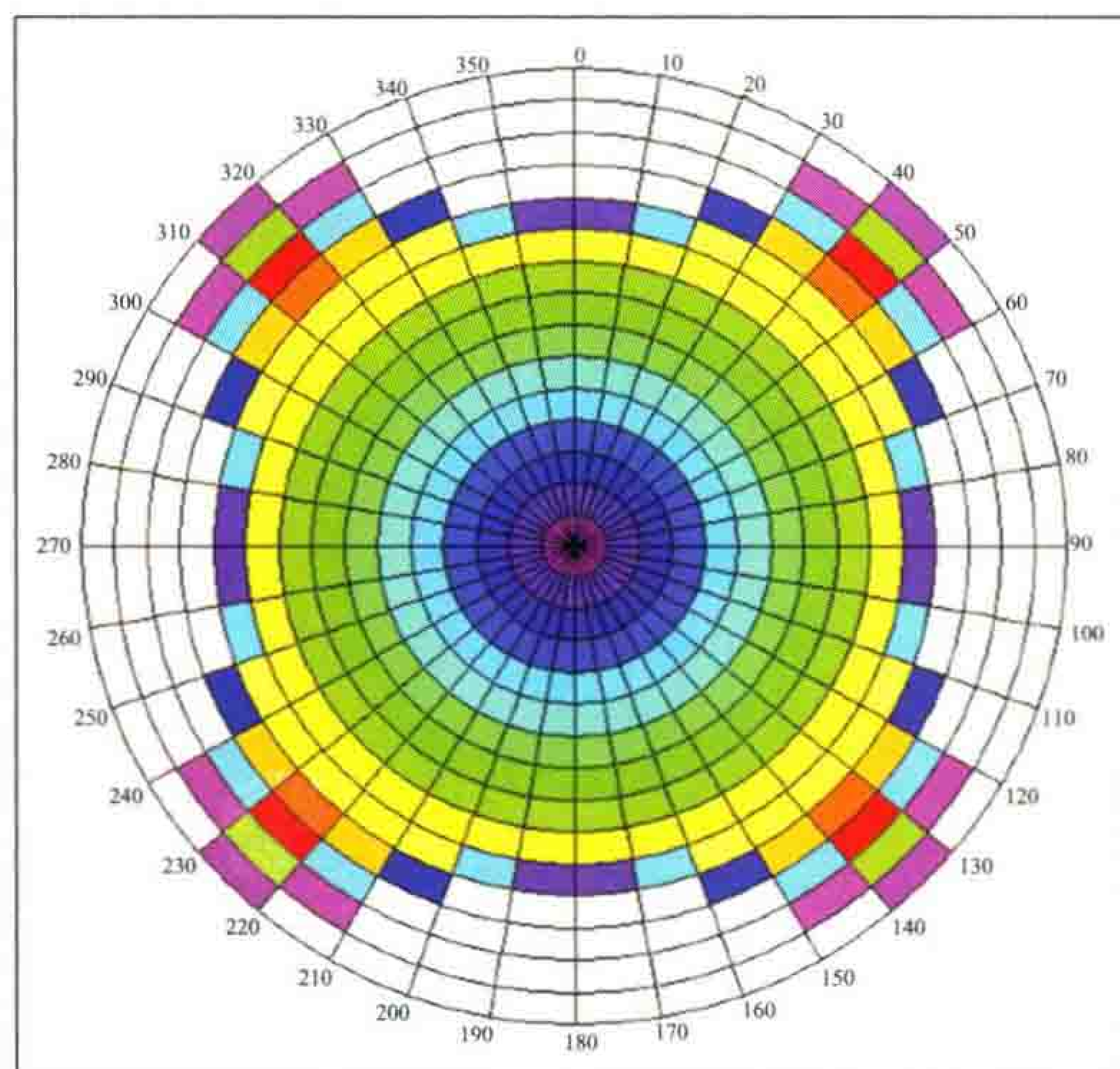


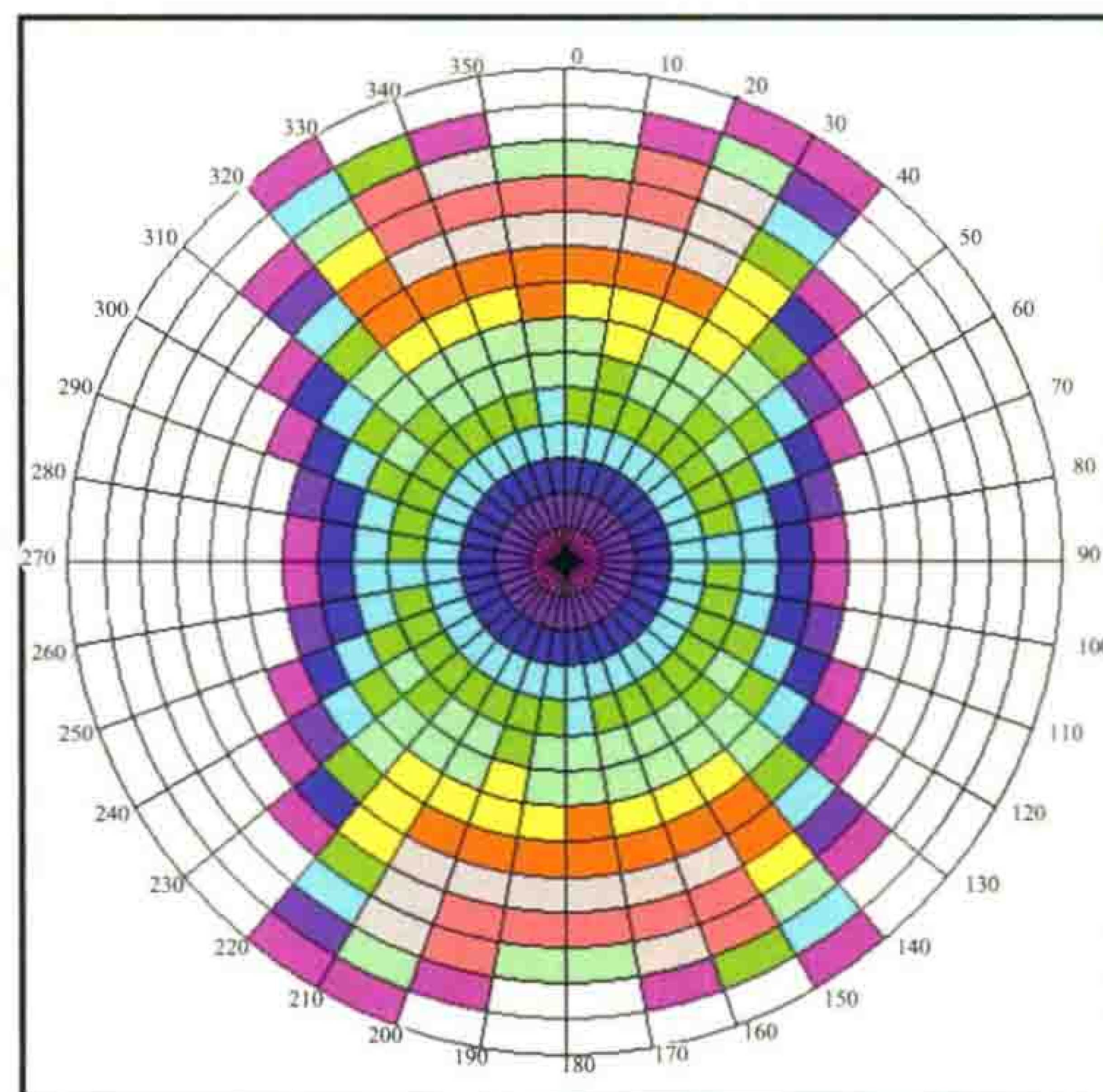
图 74 轮南三维

(32 次覆盖,横纵比 0.3)

(3) 宽方位与全方位资料对比(图 75~77)。



225次覆盖，横纵比1



72次覆盖，横纵比0.58

图 75 哈 7 三维与哈 6 三维观测方位

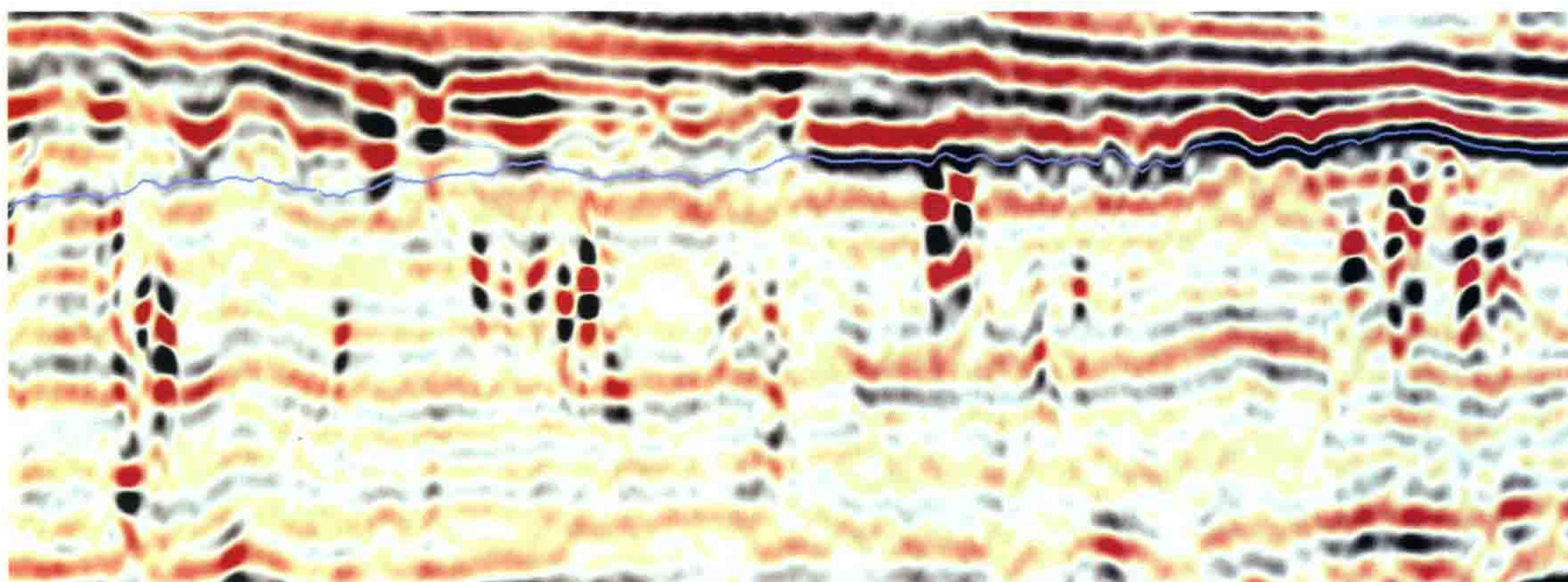


图 76　哈 7 三维 225 次覆盖全方位(2010 年采集,2011 年 PSTM 处理)

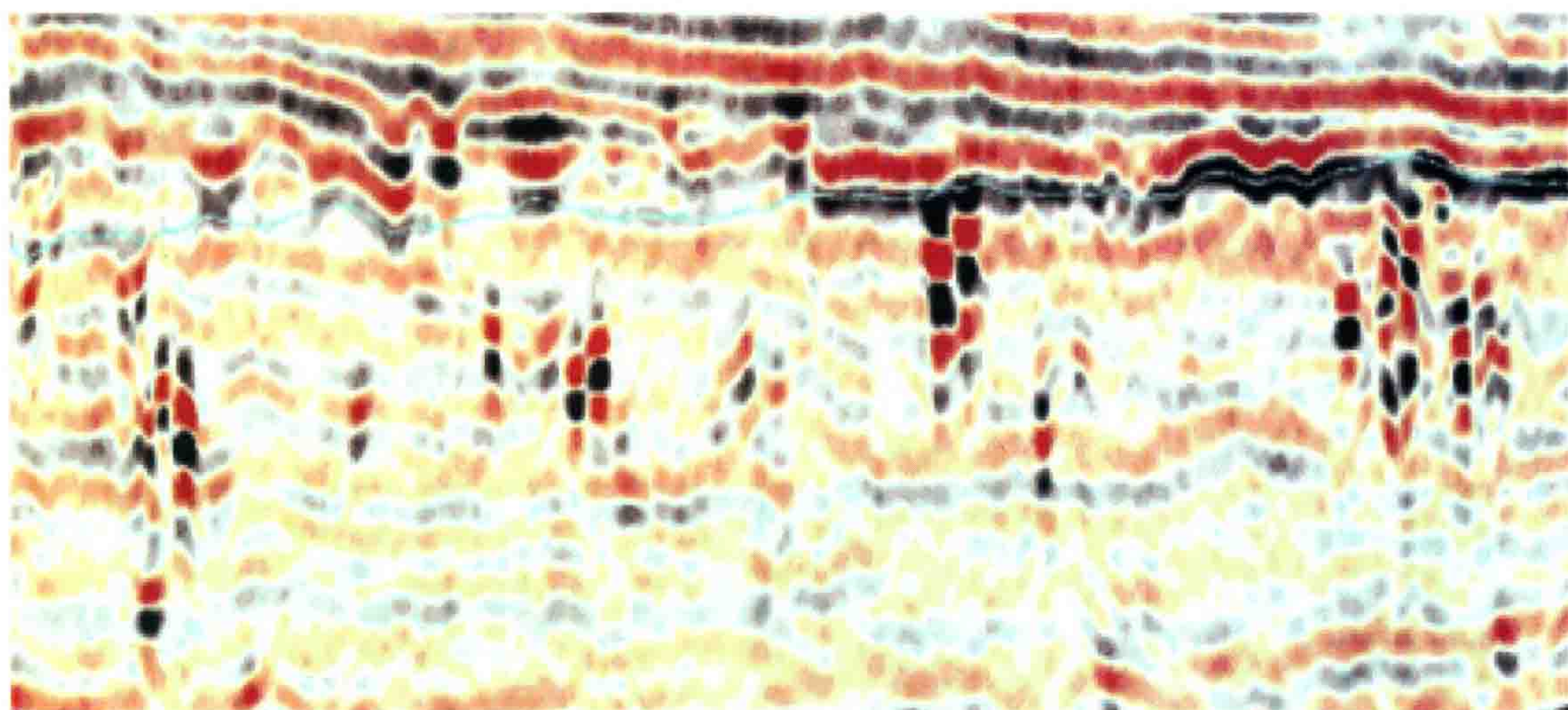


图 77　哈 6 三维 72 次覆盖宽方位(2007 年采集,2008 年 PSTM 处理)

2. 全方位高密度资料很好地提高了资料的横向分辨率

(1) 有利于溶洞的识别,包括小溶洞的识别与溶洞大小的确定(图 78)。

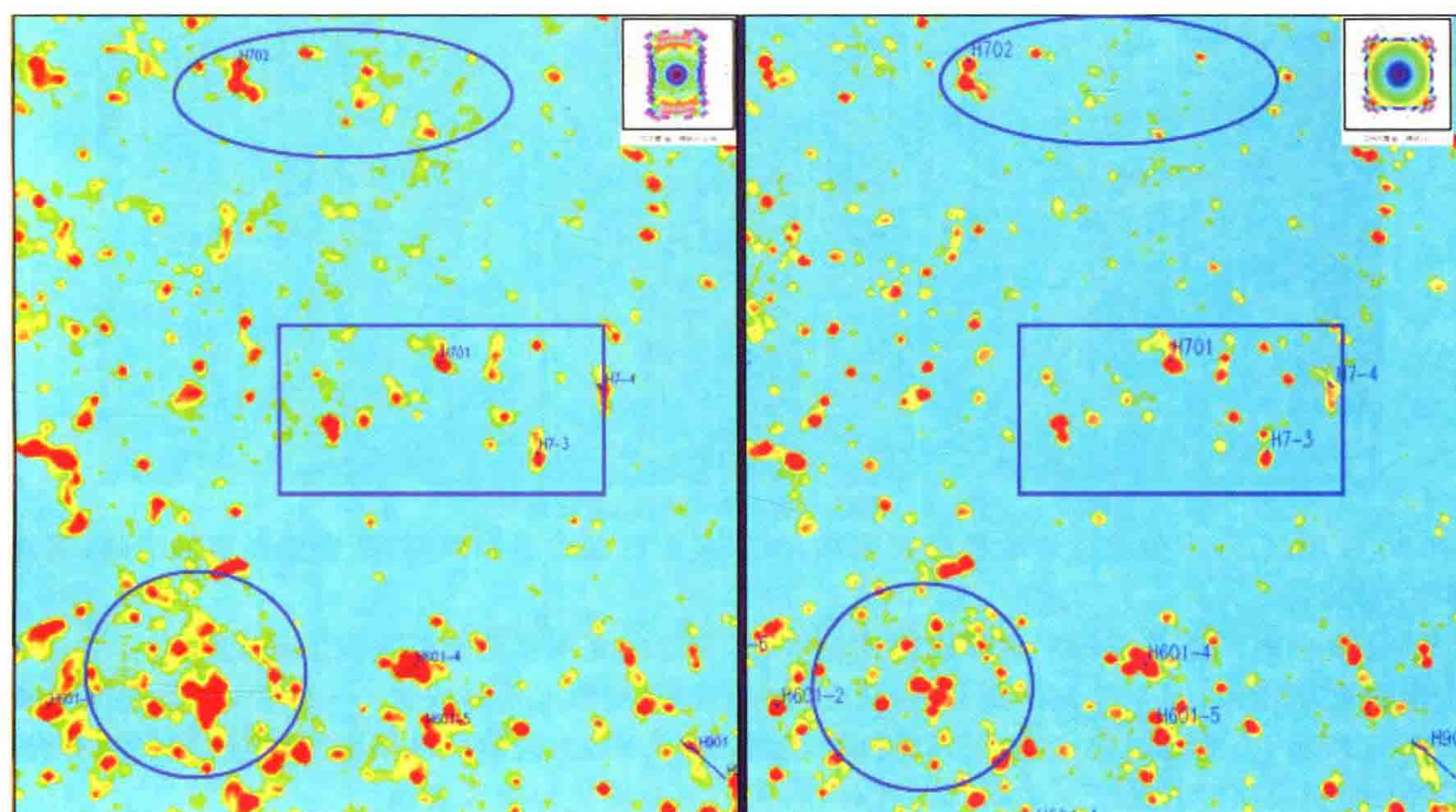


图 78　哈 6 三维与哈 7 三维对比

(2) 有利于断裂、裂缝的刻画,以及缝洞关系研究(图 79)。

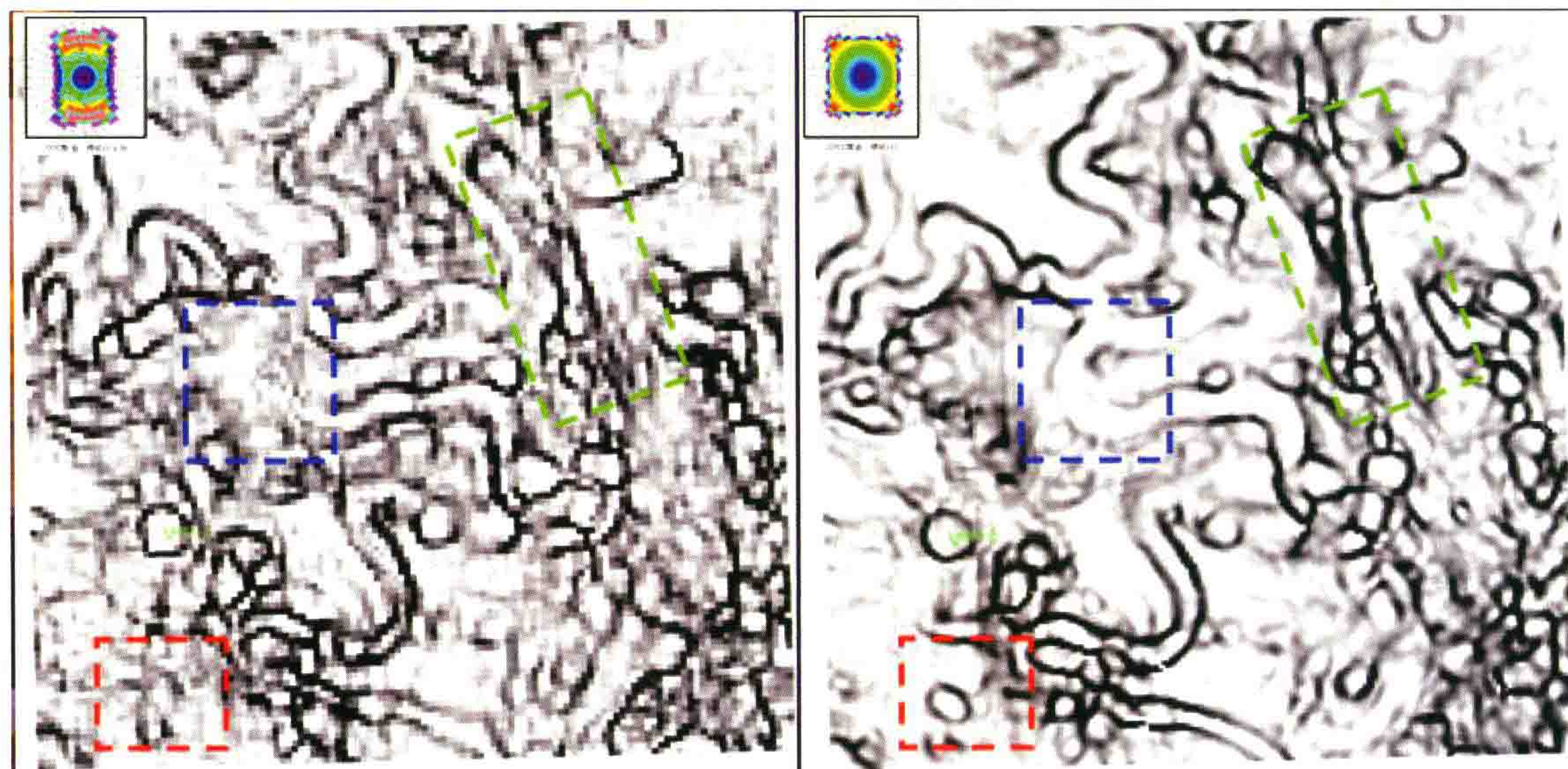


图 79 宽方位三维与全方位三维比较

(图中红、蓝、绿色虚线框分别标注了典型的串珠、河道以及断层的前后变化)

(五) 地震处理技术的进展

(1) 2005 年起,叠前偏移逐步取代叠后偏移,串珠状反射愈来愈清晰。

从图 80 叠后与叠前时间偏移剖面比较可看出,剖面特征——串珠状反射从无到有。

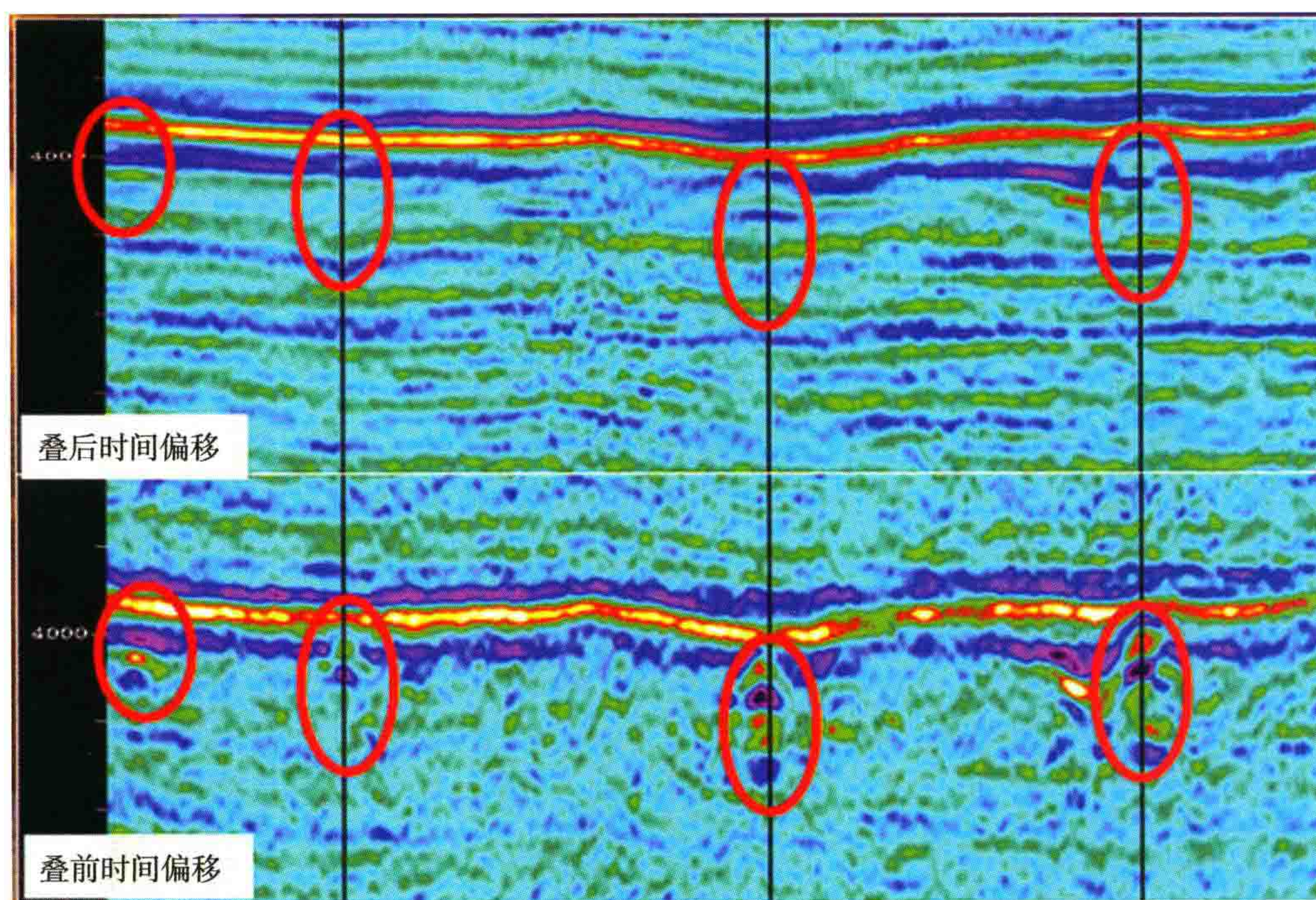


图 80 叠后与叠前时间偏移剖面比较

(2) 2009 年起,深度偏移逐步取代时间偏移,串珠成像更加准确和保幅,断裂刻画更加清晰,实现了空间分辨率的提高。

从图 81 叠前时间偏移与深度偏移成像比较可知,叠前深度偏移更能够实现准确成像。

如图 82 实例所示,对于缝洞预测来讲,从叠前时间偏移到深度偏移成像——位置、形态逐步准确。

如图 83 所示,叠前时间偏移(左图)与叠前深度偏移(右图)的振幅属性平面图比较,振幅强弱有差异,图中红圈内的振幅深度域比时间域强,而白圈内的振幅深度域比时间域要弱。

如图 84 所示,叠前时间偏移(左图)与叠前深度偏移(右图)相干属性平面图比较,叠前深度偏移刻画

的地质现象更加清晰。

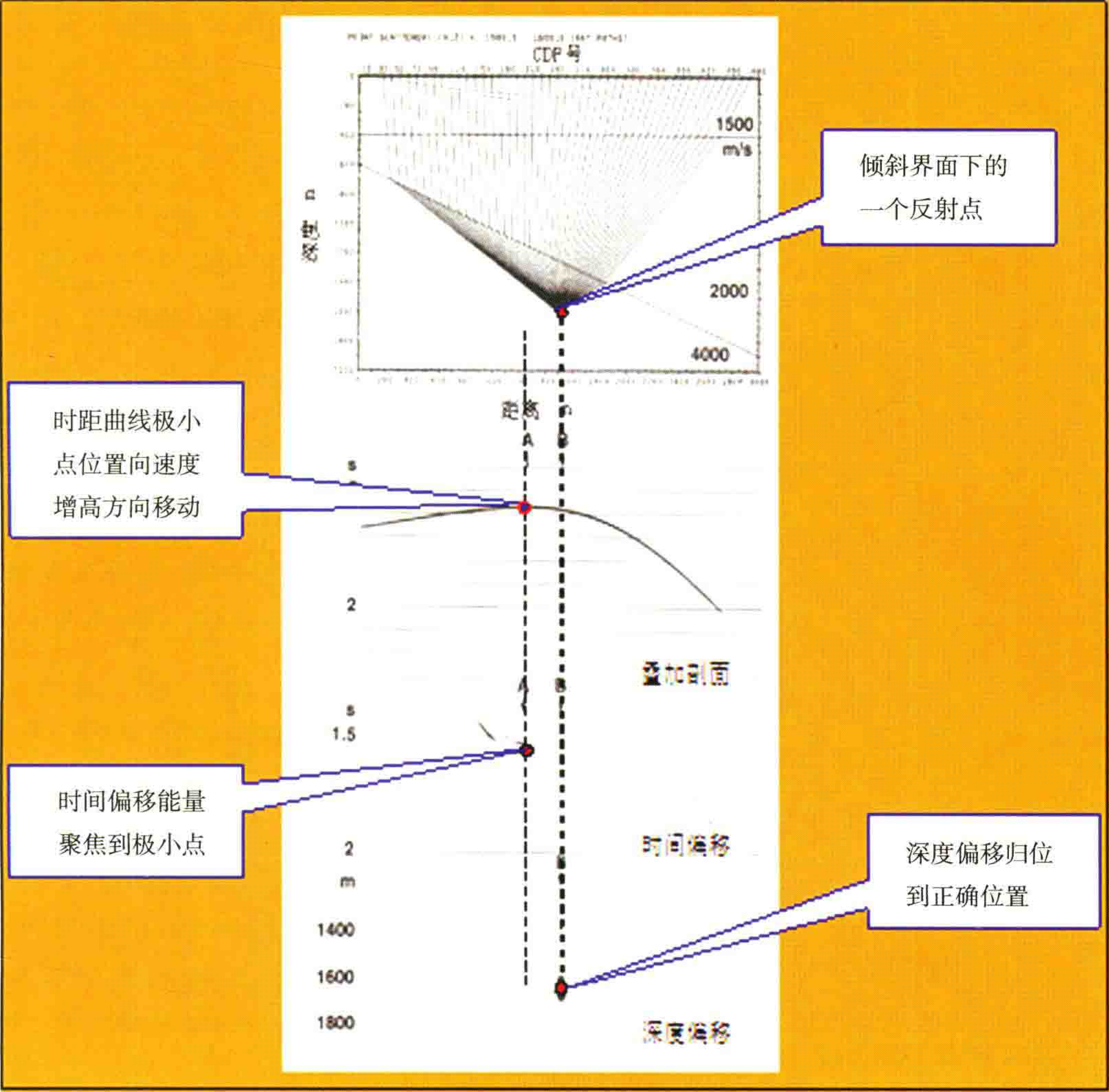


图 81　叠前时间偏移与深度偏移成像比较

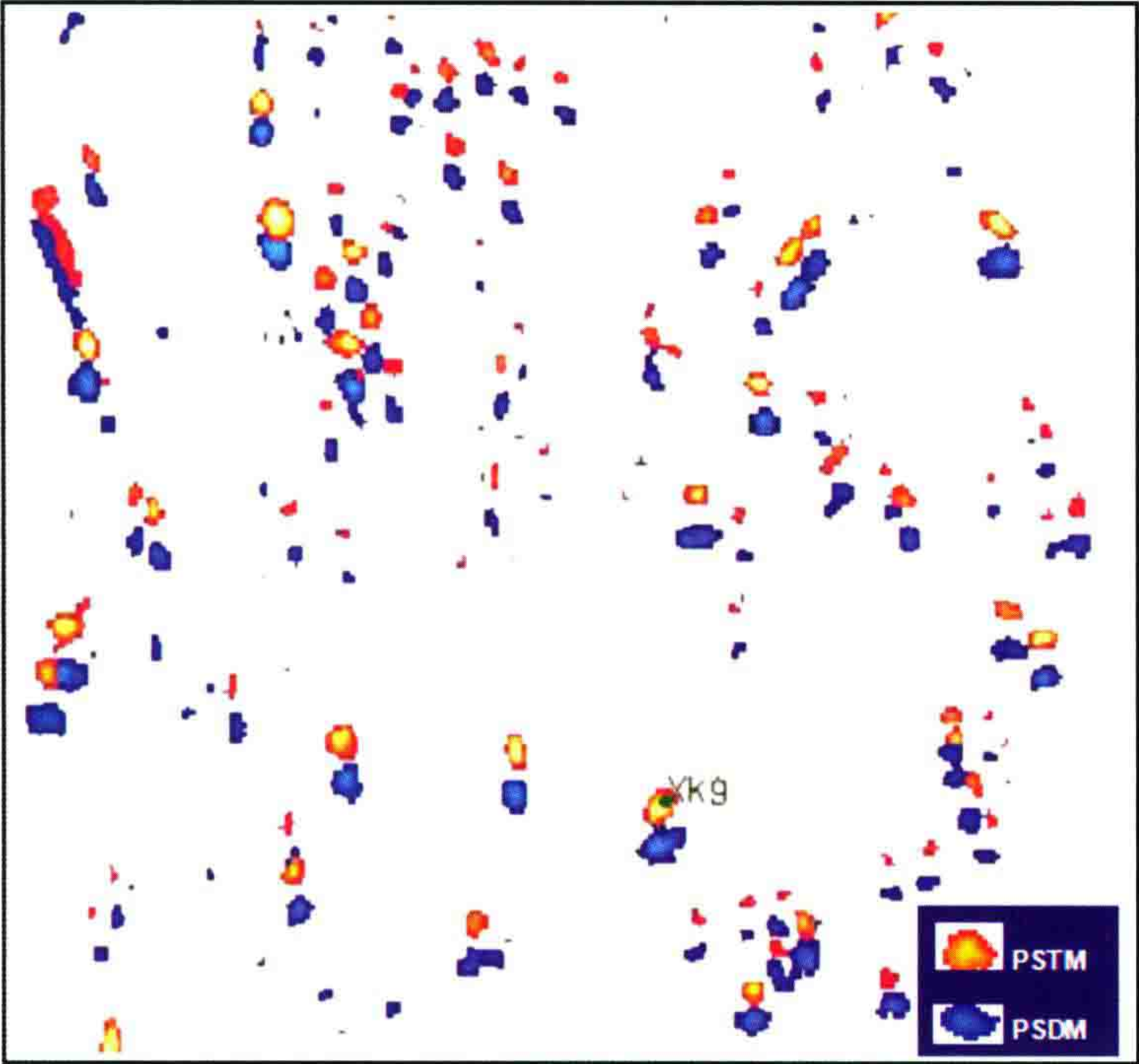


图 82　时间偏移与深度偏移比较，缝洞预测——位置、形态逐步准确

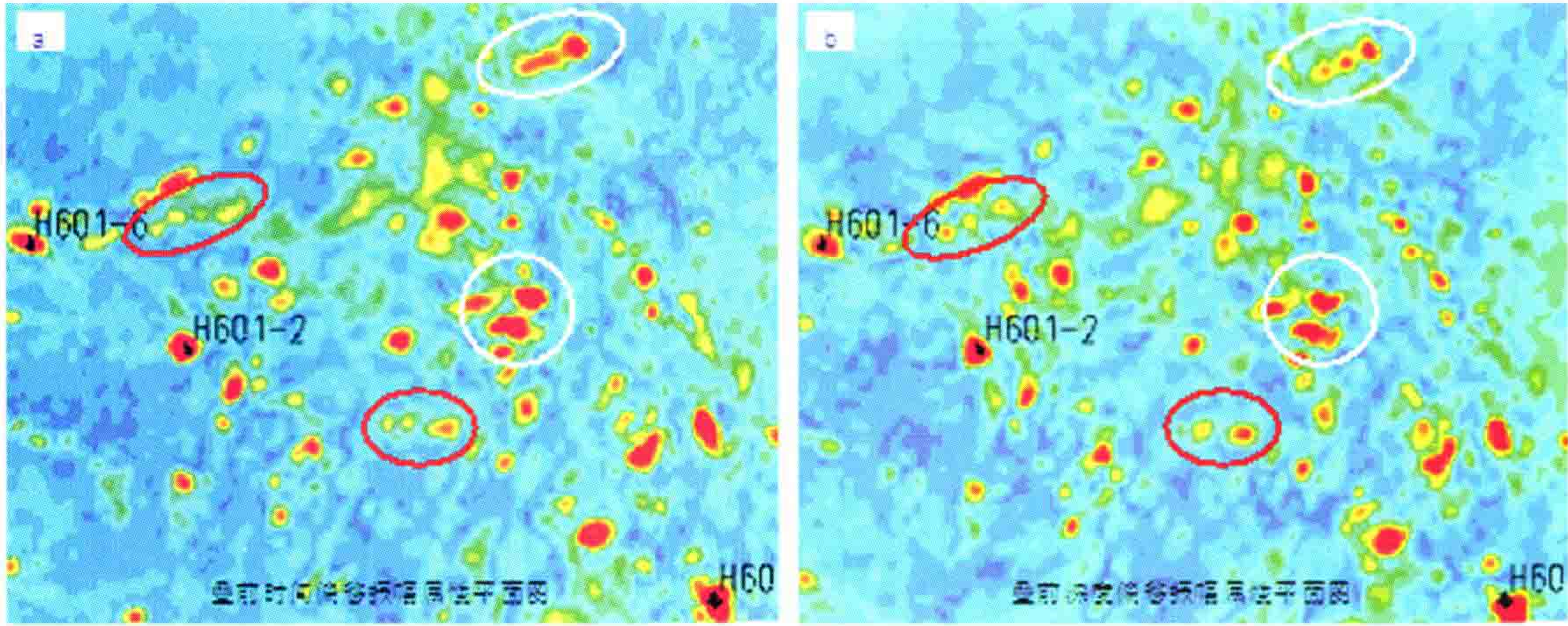


图 83 叠前时间偏移(左)与叠前深度偏移(右)振幅属性平面图比较
(红圈——深度域比时间域强 白圈——深度域比时间域弱)

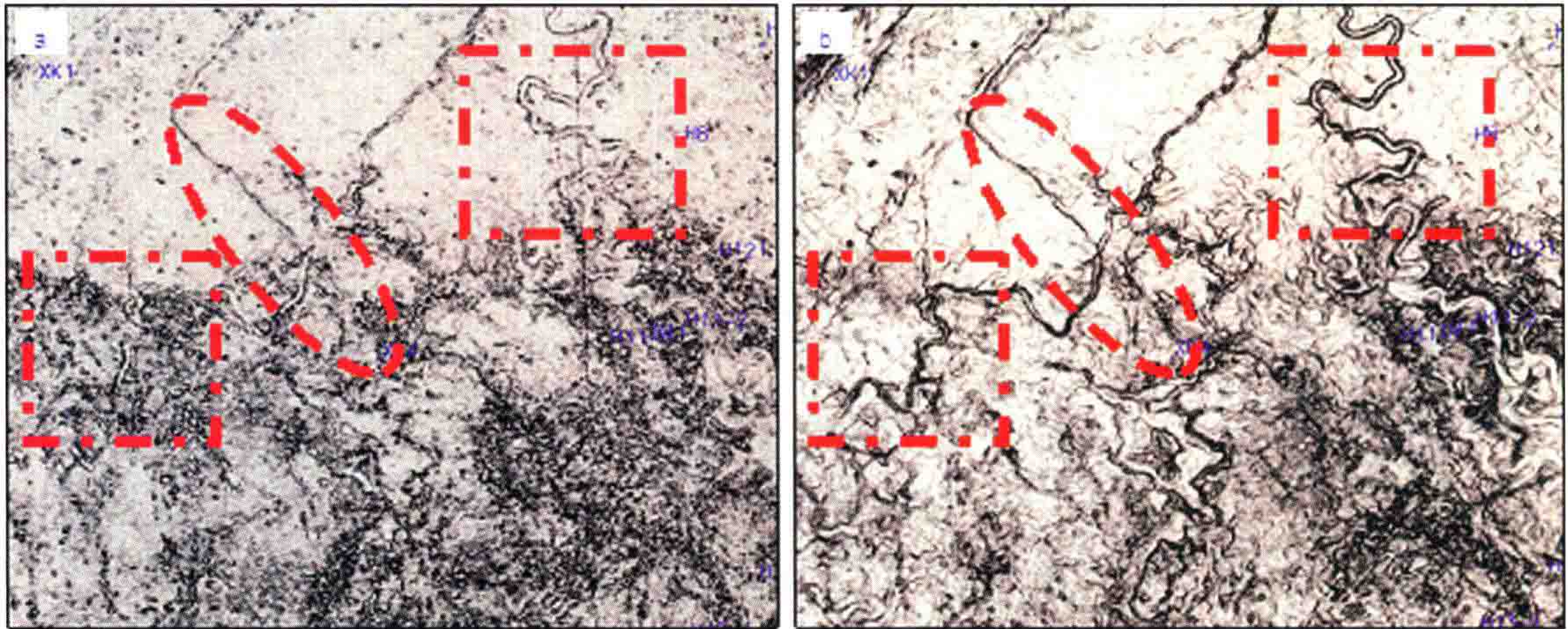


图 84 叠前时间偏移相干属性(左)与叠前深度偏移相干属性(右)平面图比较

(3) 2010 年起,探索各向异性叠前深度偏移,初见成效(图 85)。

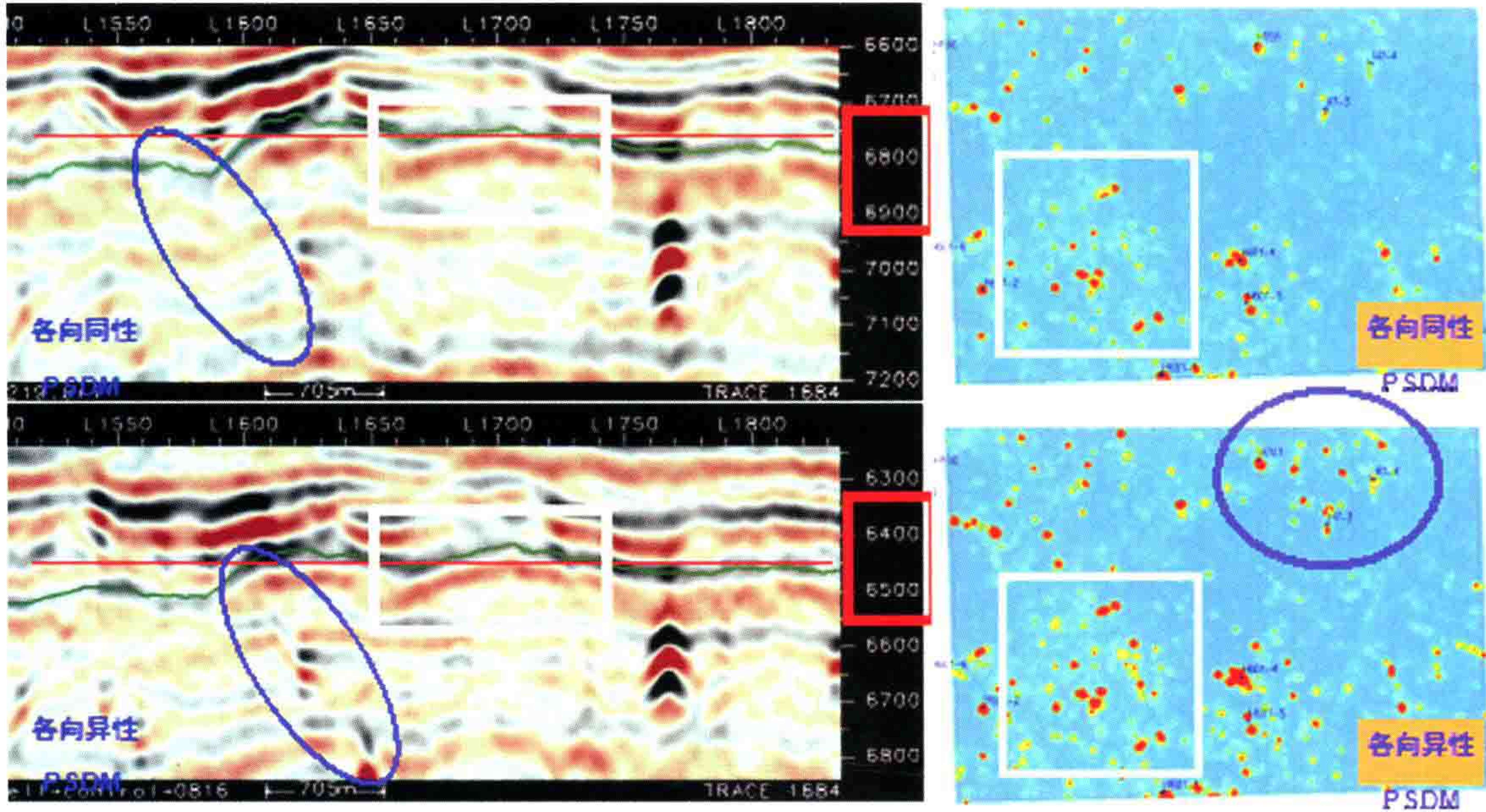


图 85 左方为两条叠前深度偏移剖面的对比,右方为两个切片的对比。
上方是采用各向同性叠前深度偏移,下方为各向异性叠前深度偏移的效果

(4) 针对宽/全方位资料的分方位处理技术,为裂缝定量预测奠定了基础(图 86)。

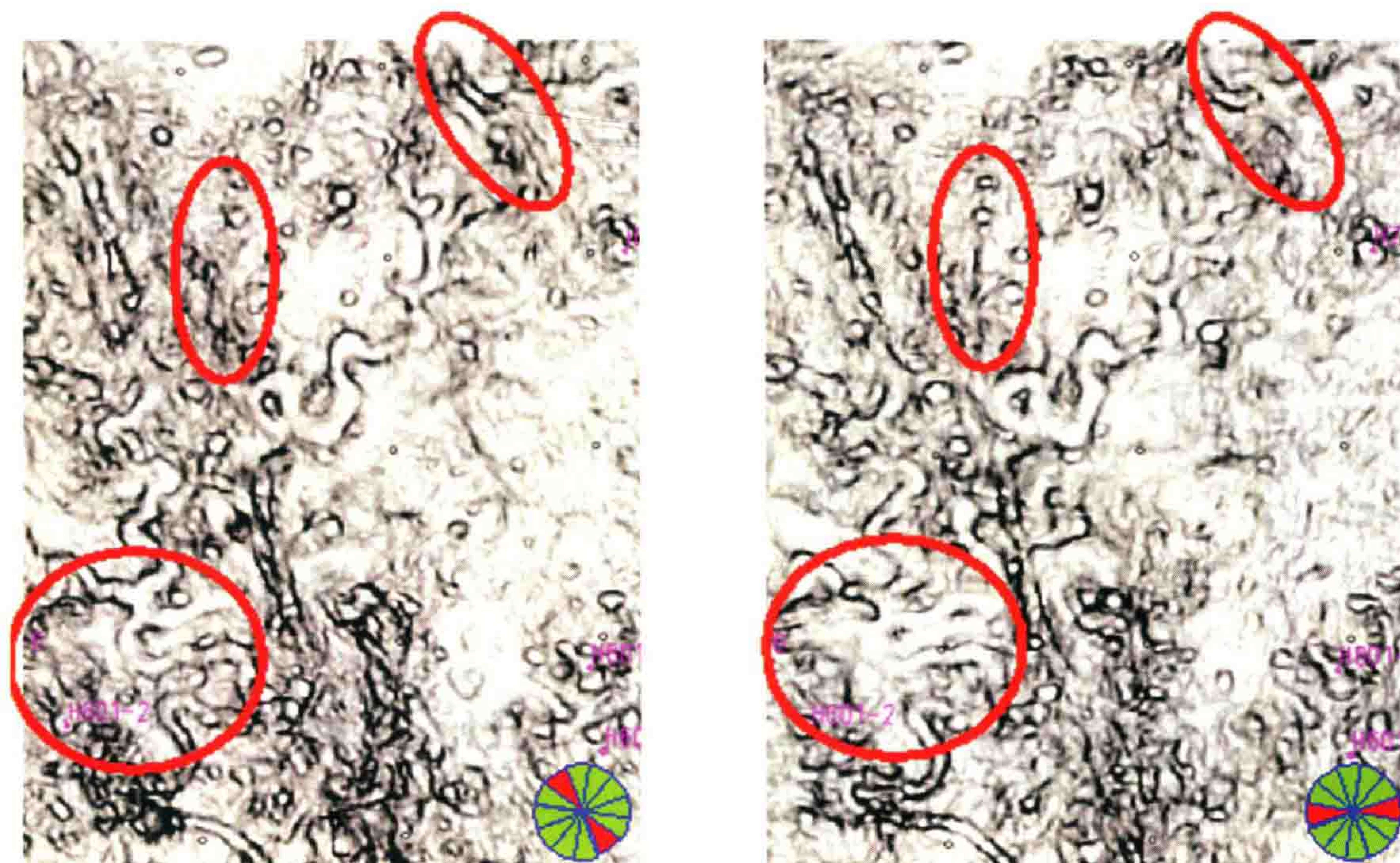


图 86 不同方位分方位处理的相干平面图比较(方位在图右下角绘出)

(六) 非常规天然气勘探

美国常规天然气于 20 世纪 70 年代初达到顶峰之后持续递减,迫使美国关注非常规天然气,着力发展非常规天然气有效开采工程技术。经近 50 年的持续攻关和技术准备,技术相对成熟,具备了规模经济有效开发利用非常规天然气的条件,再加之有力的政策扶持,促进了煤层气、致密气和页岩气三大非常规天然气资源全面实现商业开采和利用,有效扭转了美国天然气产量下滑的局面,为美国 2009 年天然气产量超过俄罗斯,成为全球最大的天然气生产国提供了强有力的支撑。美国非常规天然气开发利用成就令世界瞩目。



图 87 油气资源三角关系图

(据孙赞东等"非常规油气勘探与开发"修改)

需要冷静地根据我国情况稳步前进。煤层气、致密气和页岩气三大非常规天然气资源无疑是今后能

源接替的重要领域。美国领先跨出了一步，使他们的天然气产量在近期得到了飞速发展。客观上北美地台地下煤层及页岩分布平缓而稳定，地表条件又好，有利于快速铺开钻井及快速压裂，成本低廉。但是我国的煤田地下结构复杂，埋藏深度极不稳定，地表条件也不利于铺开大干。这样，就增加了非常规天然气资源的开发成本。在学习美国的道路上一定要根据我国的条件，稳步前进，千万不要一窝蜂跟上。目前已经可以看到有些国家故意把我国的非常规天然气资源有意夸大，并且忽悠我们，设法向我国出卖技术和装备的意图十分明显。

非常规油气资源虽大，但勘探开发普遍存在孔渗低、丰度低、产量低、投入高的现实问题。国内煤层气、页岩气等非常规油气物探技术研究起步较晚，受特殊成藏方式及地震地质条件的制约，非常规油气地震勘探面临五个方面的难点(图 87)。

非常规油气类型众多，成藏特殊，资源巨大，勘探开发前景良好。据预测，全球仅页岩油、油砂油、超重油等三种非常规石油资源量约 77416 亿桶，煤层气、页岩气、致密砂岩气等三种非常规天然气资源量约 960 万亿立方米，均在全球 2010 年油气剩余可采储量的 5 倍以上。表 3 是全球几种主要非常规油气资源量预测情况。

据美国油气杂志统计，2010 年全球剩余开采油气储量为 2013.2 亿吨和 188.23 万亿方。

图 88 所示是我国煤层气资源分布情况。我国煤层气资源量全球第三，全国 45 个聚煤盆地初步评价表明，埋深 2000 m 以浅的煤层气总资源量 36.8 万亿方。其中，8 个盆地合计 28 万亿方，占全国 76%。

图 89 所示是我国页岩气资源分布图。全球页岩气资源 187～456 万亿 m^3。我国海相、陆相富含有机质的泥页岩系分布广泛，主要盆地的页岩气资源量估计在 36～100 万亿方之间，高于煤层气资源量。

表 4　全球几种主要非常规油气资源量预测

全球几种主要非常规油气资源量预测						
地区	非常规石油(10 亿桶)			非常规天然气(Tcf-万亿立方英尺)		
	页岩油	油砂油	超重油	煤层气	页岩气	致密砂岩气
北美洲	2100.47	1731.61	2.97	3143	4000	1425
拉丁美洲	82.42	0	2258.19	40	2203	1350
欧洲	99.79	2.11	14.28	290	570	450
非洲	159.24	12.97	0.5	40	290	835
中东	38.17	0	0	0	2650	835
亚洲(不含中国)	10.98	4.49	8.84	488	3700	660
苏联	287.27	781.1	0.17	4123	650	940
大洋洲	31.75	0	0	490	2400	730
中国	87.81	16.55	8.88	802	300	490
世界	2897.9	2548.83	2293.83	9416	16763	7715

(据孙赞东等，非常规油气勘探与开发，2011 年，石油工业出版社)

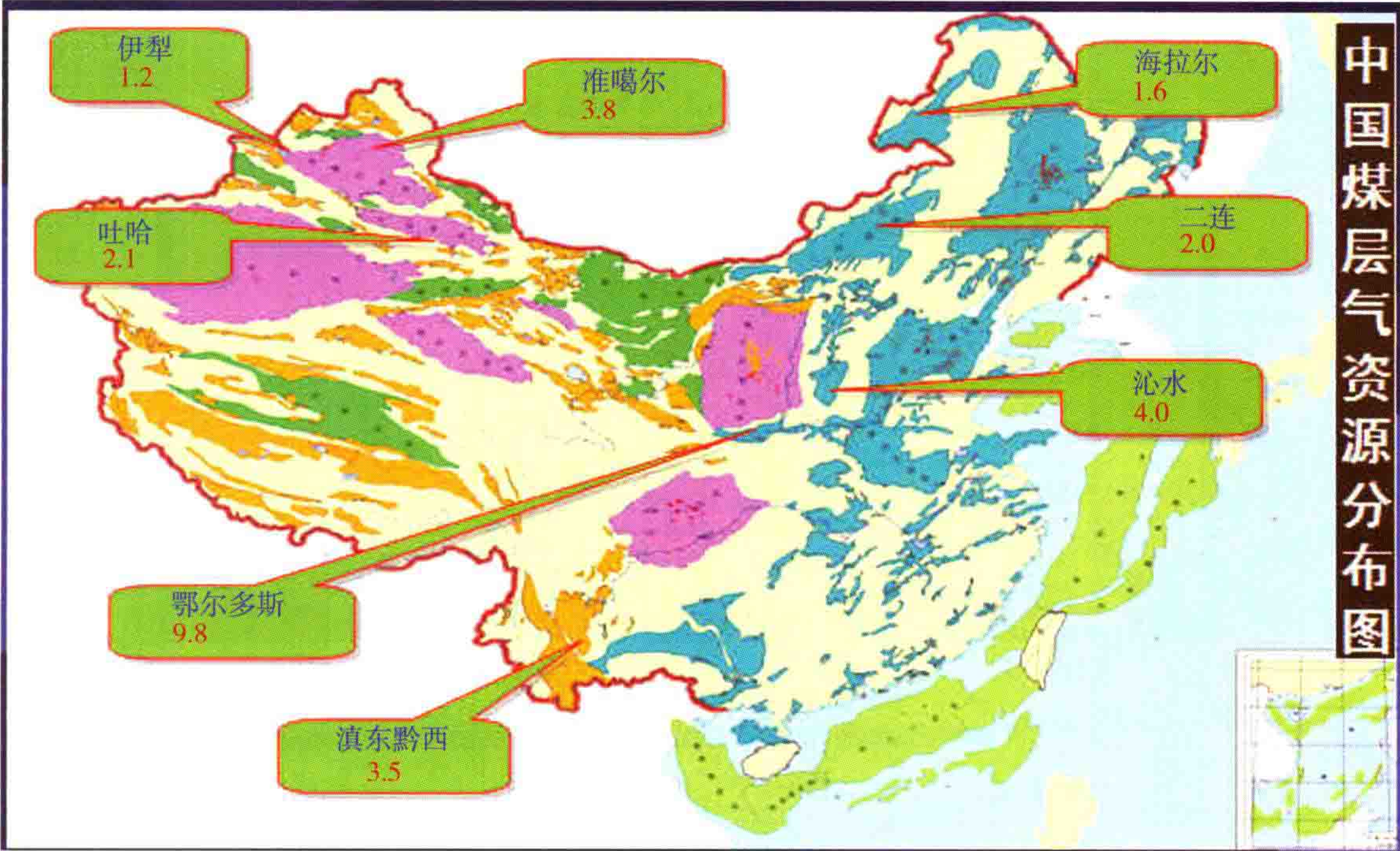


图 88　我国煤层气资源分布图

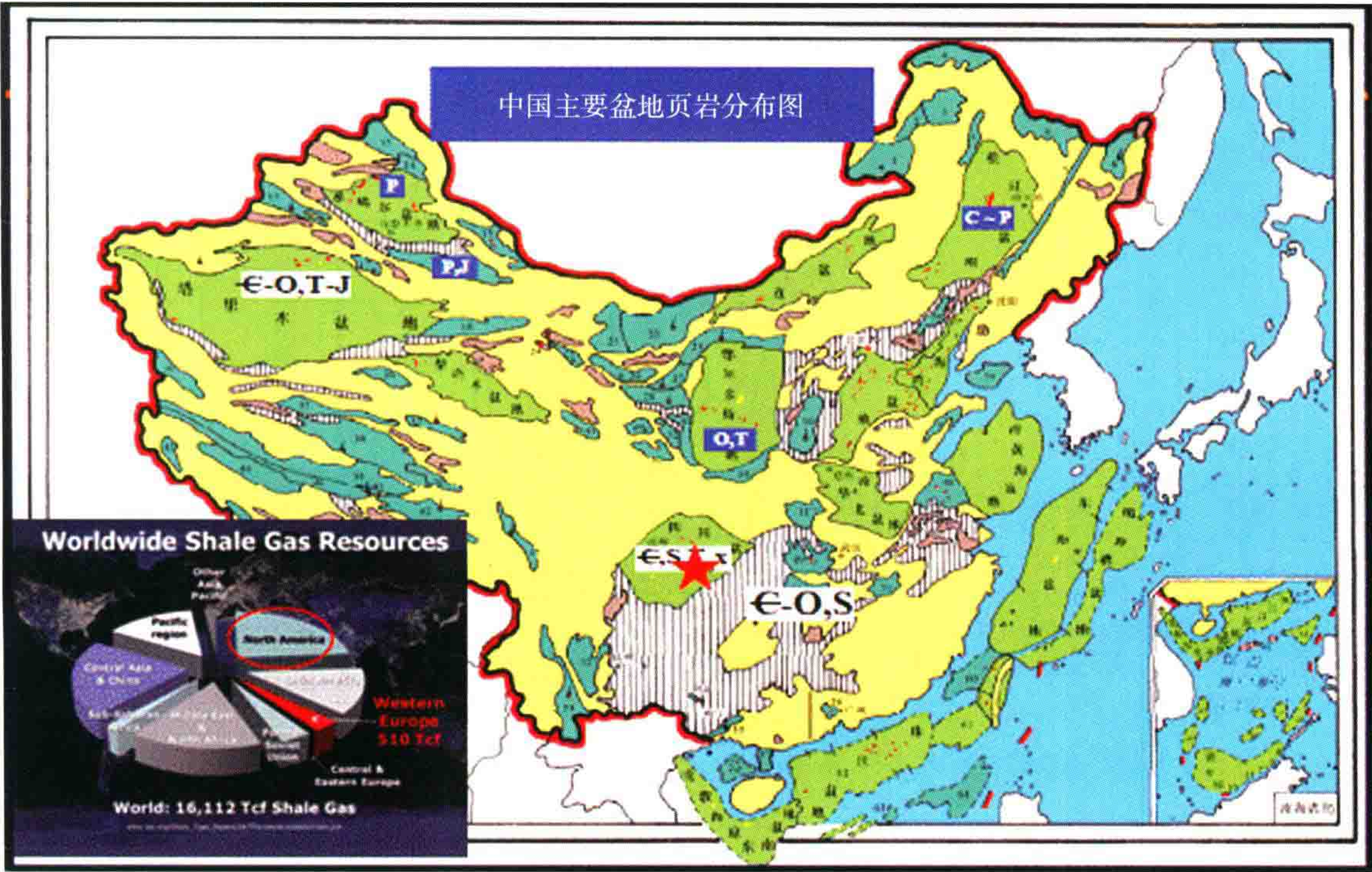


图 89　我国页岩气资源分布图

关于非常规油气勘探，有以下几方面难点。

难点 1：非常规油气分布区地表及地下条件复杂多样，面临着与常规油气相同或相近的复杂区静校正、采集、成像等地震技术问题。

从全国煤层气资源地理环境分布表(表 5)及图 90 可看出，我国煤层气资源地表条件复杂，山地、丘陵、黄土塬、沙漠、戈壁、高原等地表占 95%以上，地表条件比常规油气更差。

表 5 全国煤层气资源地理环境分布表

大区名称	地理环境	煤炭资源量 10^8 t	地质资源量 10^8 m^3	可采资源量 10^8 m^3	地质资源量所占比例/%	可采资源量所占比例/%
东部	平原	1459.61	15010.09	3260.51	13.26	7.55
	高原	4611.24	15957.84	4503.79	14.10	10.43
	丘陵	3118.11	49357.99	12168.55	43.61	28.18
	山地	7415.66	32040.10	23101.79	28.31	53.51
中部	山地	608.63	6042.09	2110.73	5.77	10.56
	黄土塬	13883.33	79624.27	14644.97	76.07	73.29
	沙漠	6136.00	19010.00	3225.62	18.16	16.14
西部	丘陵	7991.21	37231.83	12847.47	35.94	44.95
	山地	2225.58	14913.21	2840.14	14.40	9.94
	沙漠	1508.95	9327.42	2729.66	9.00	9.55
	戈壁	6896.58	42119.60	10165.92	40.66	35.57
南方	平原	20.59	285.36	149.11	0.61	0.88
	丘陵	2847.33	36183.89	13615.54	77.61	80.26
	山地	700.25	10152.61	3199.03	21.78	18.86
青藏	山地	2.26	44.34	0.00	100.00	/
合计	平原	1480.20	15295.45	3409.61	4.16	3.14
	高原	4611.24	15957.84	4503.79	4.33	4.14
	丘陵	13956.65	122773.71	38631.57	33.35	35.54
	山地	10952.37	63192.35	31251.69	17.17	28.75
	黄土塬	13981.58	80441.95	14787.01	21.85	13.60
	沙漠	7644.95	28337.42	5955.29	7.70	5.48
	戈壁	6896.58	42119.60	10165.92	11.44	9.35

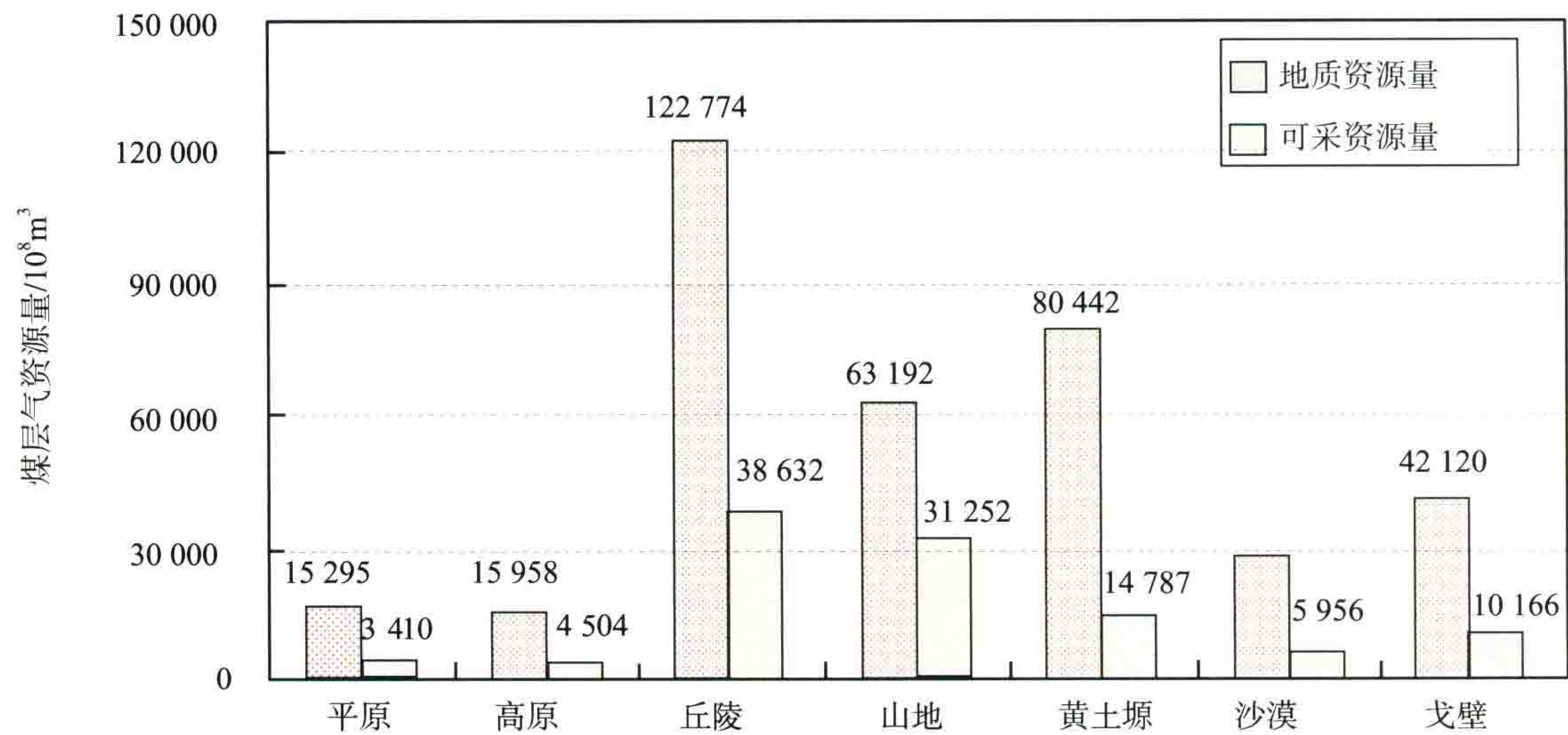


图 90 不同地表煤层气资源量占比直方图

难点 2:煤层气和页岩气等有效勘探开发目的层更浅,局部储层较薄且横向变化快,对静校正精度和地震分辨率要求更高(参考图 91 和图 92)。

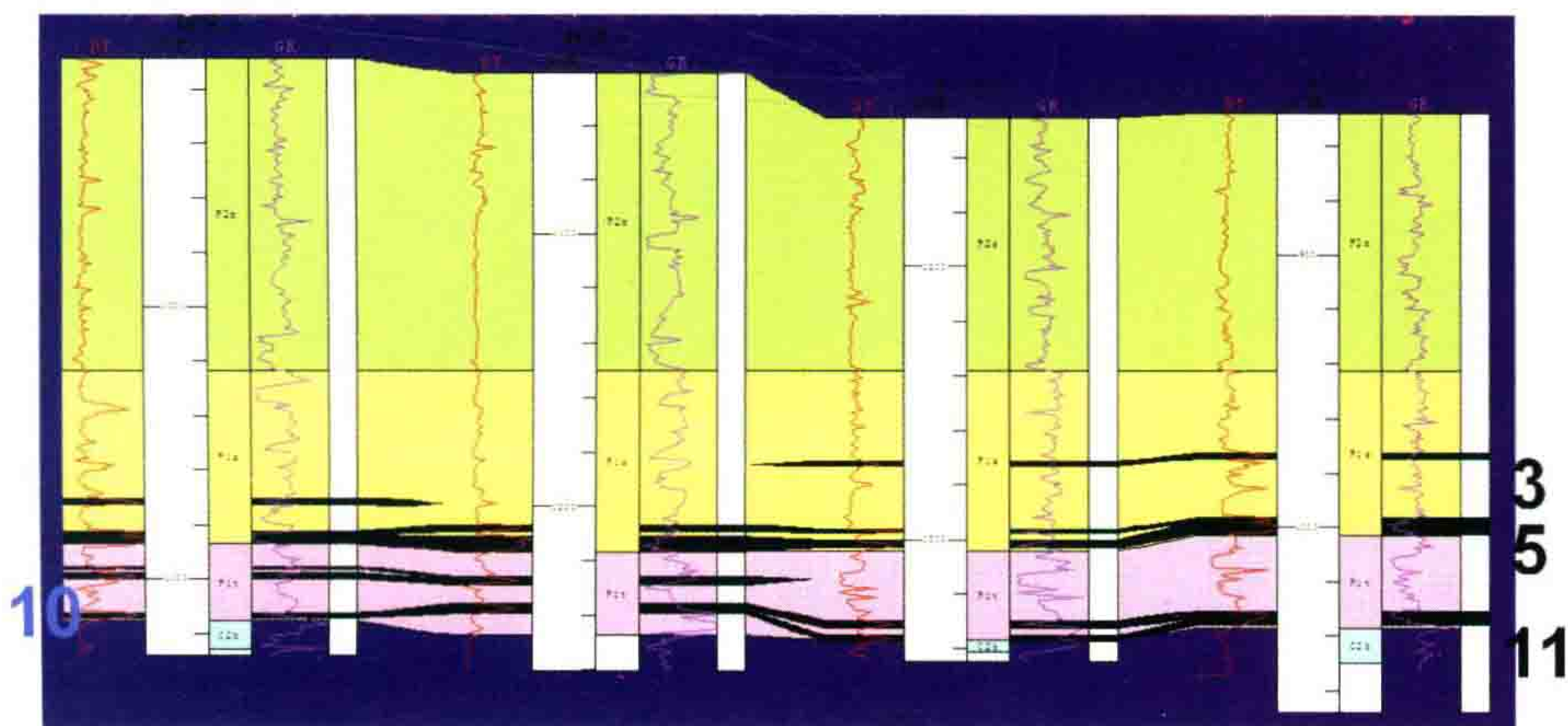


图 91　鄂东缘韩城地区煤层对比

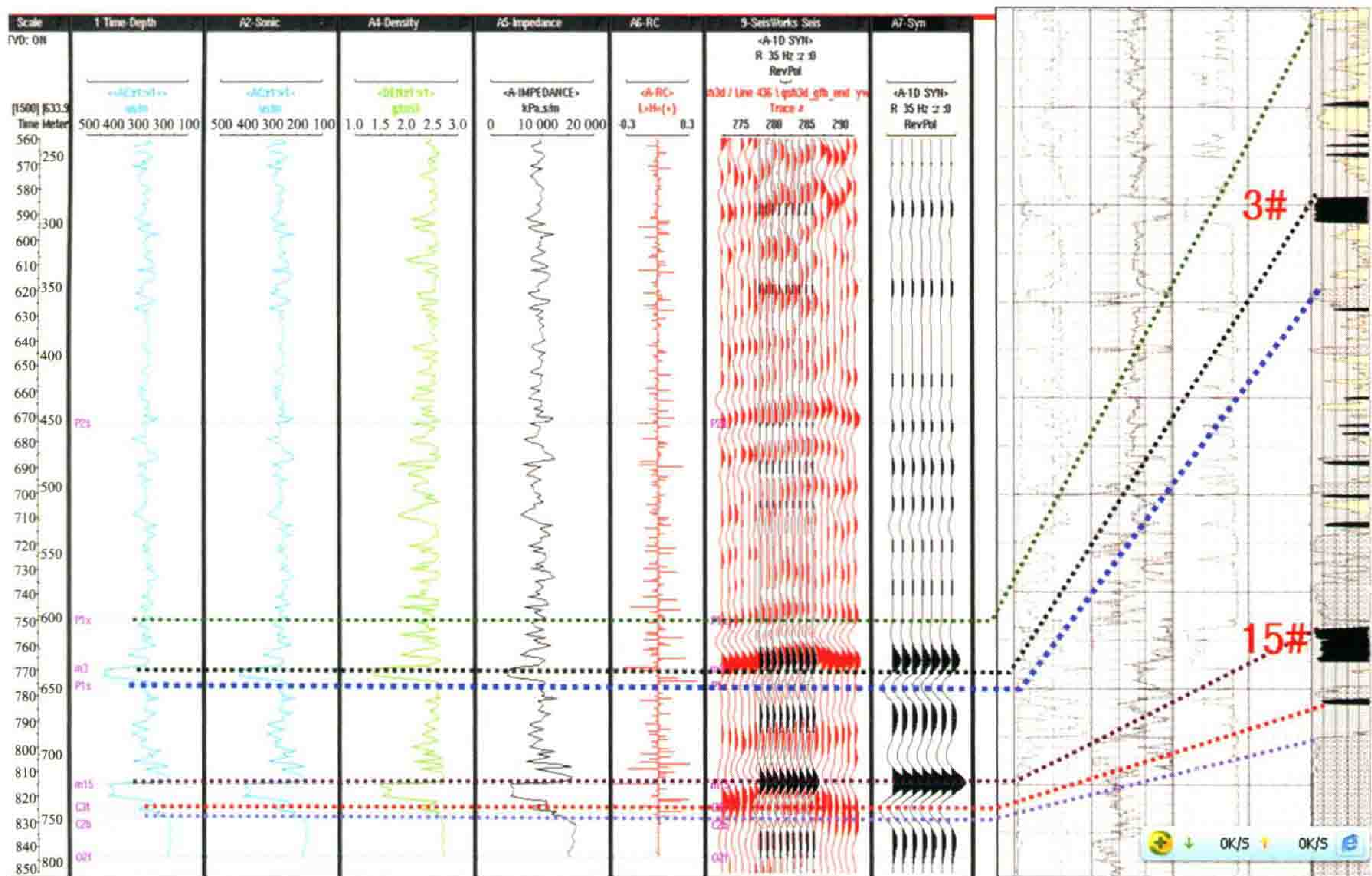


图 92　沁水盆地郑庄煤层标定

难点 3:非常规油气成藏条件及赋存状况特殊,地球物理响应复杂或不明确,基于地球物理(地震)信息的储层预测和综合评价技术难度大。

煤层气(及部分页岩气)以吸附态为主,主要吸附在煤岩及富含有机质页岩中的纳米级的微孔隙和微裂缝等特殊储集空间,基于地震信息的预测和评价没有成功的技术。

利用地震信息定性和半定量化的预测裂缝的宏观发育特征,需要高精度的三维数据体相应的预测技术,而完全的量化表征目前地震尚无能为力。

难点 4:非常规油气的丰度、产量、效益等比常规油气及煤田低很多,可承受的物探价格也很低,高要求与低价格的矛盾特别突出,一方面制约该领域的地震部署与实施,另一方面也对三维地震技术及应用提出了新的挑战。

难点 5:大容量的水力压裂是非常规油气储层改造的关键技术,迫切需要开发配套的压裂微震监测技术来加以监控与优化,而压裂微震监测技术在国内尚属于一个全新的探索研究领域。

关于非常规勘探技术的发展，主要有以下几个方面：

（1）服务于压裂技术的井中微地震监测技术。

图 93 所示为井中微地震监测作业流程。

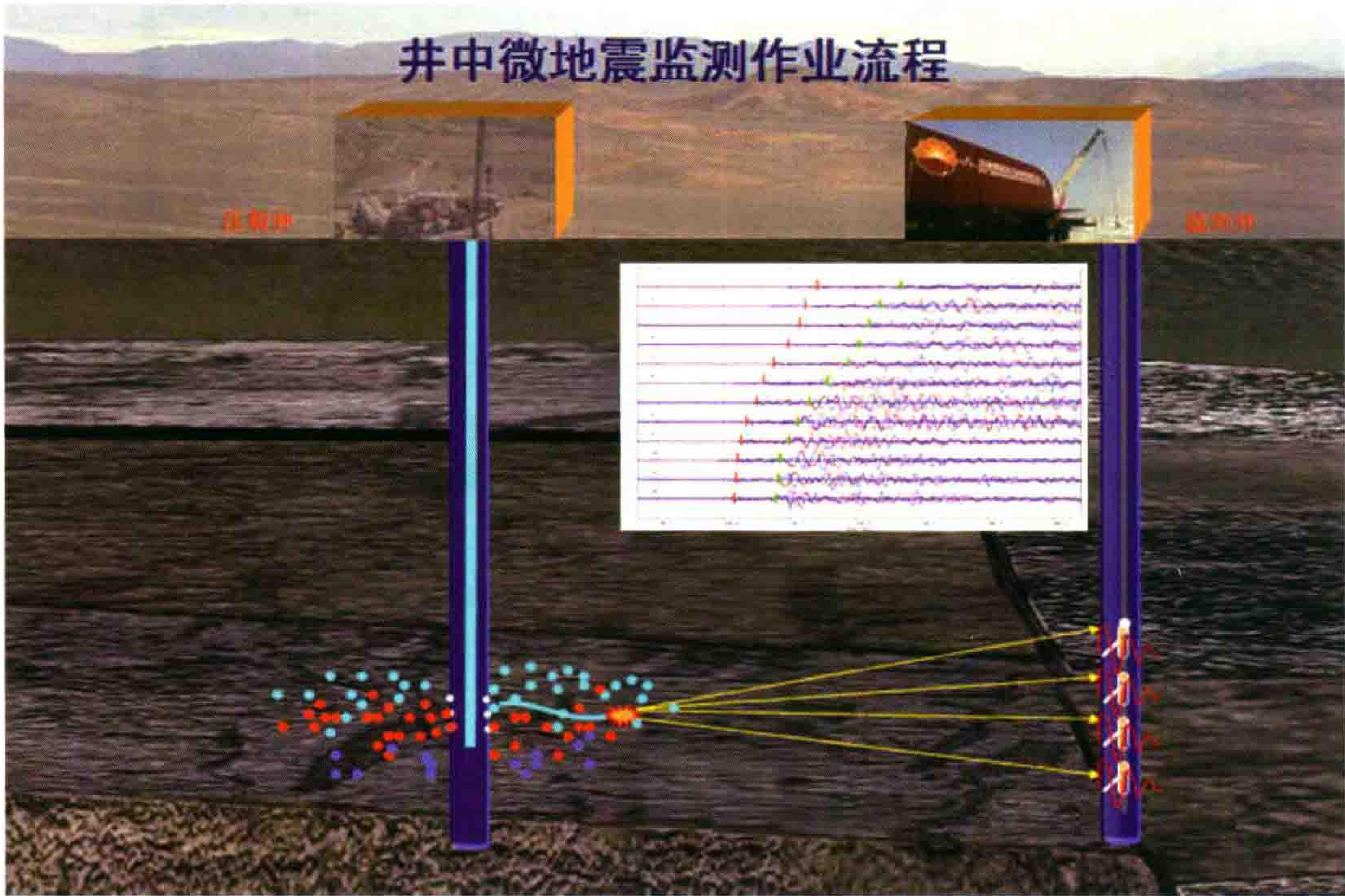


图 93　井中微地震监测作业流程

（2）针对煤层气勘探特点的地震资料处理技术。

图 94 和图 95 所展示的是煤层气资料处理效果图。

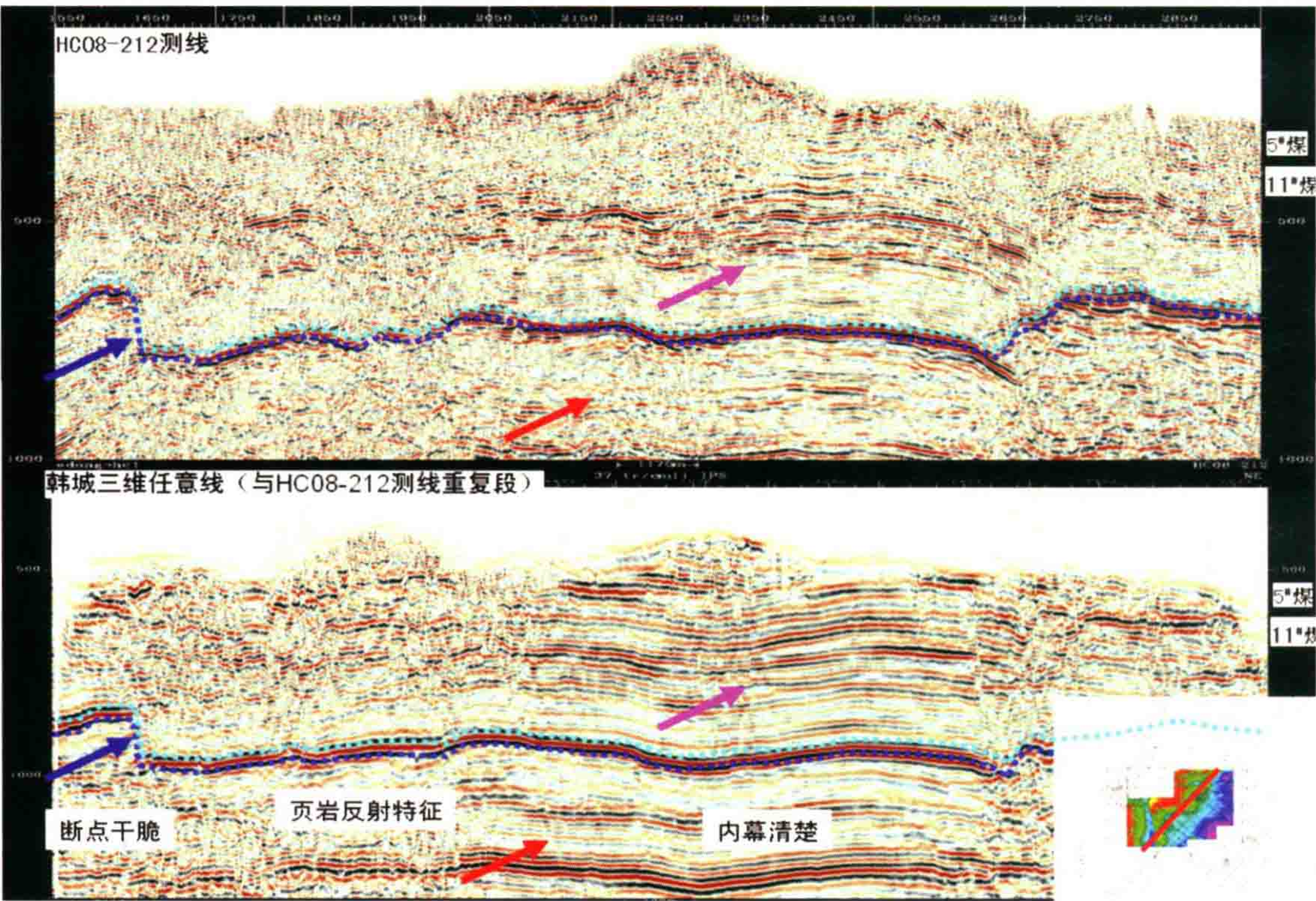


图 94　韩城煤层气三维资料处理效果(1)

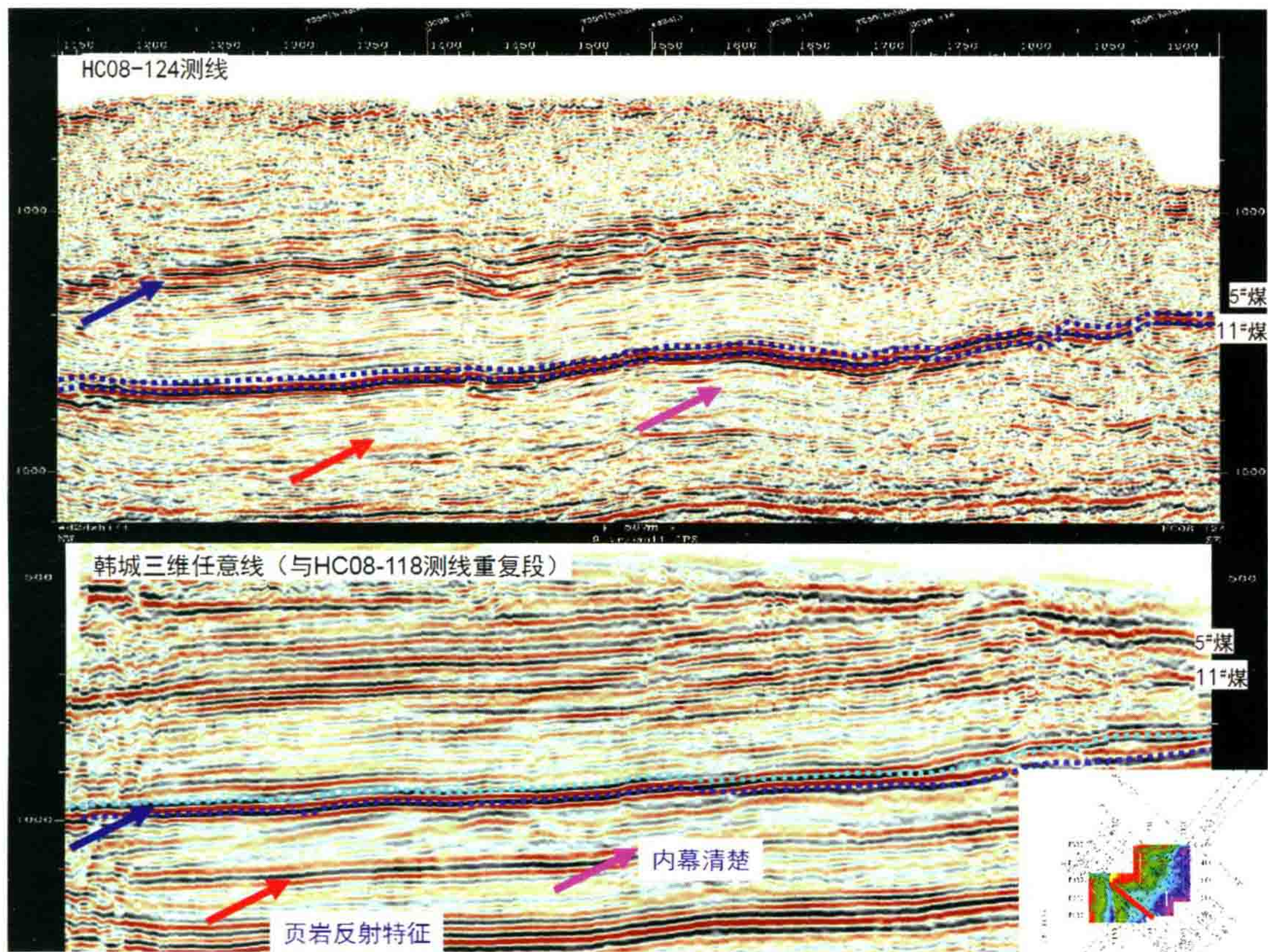


图 95　韩城煤层气三维资料处理效果(2)

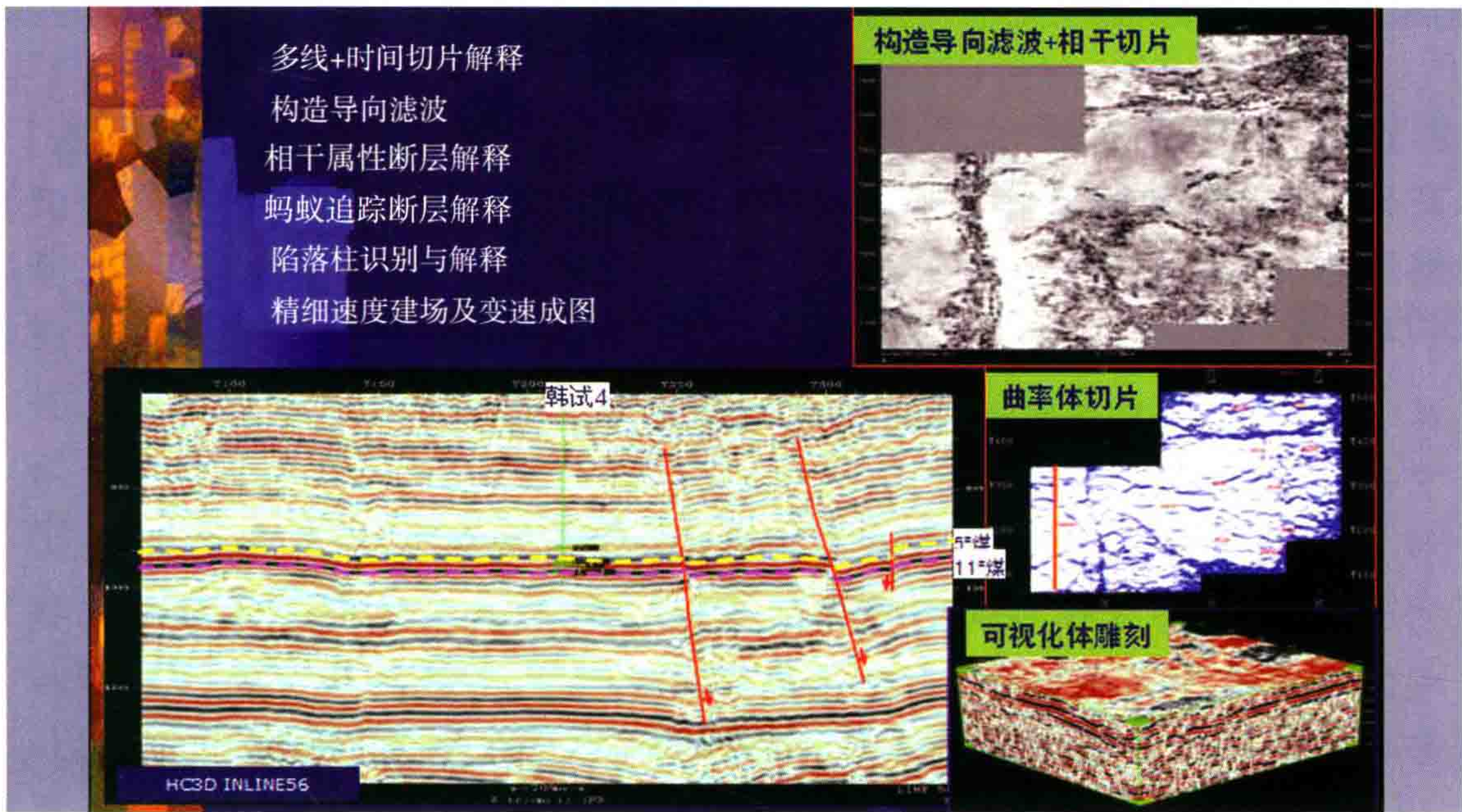


图 96　多属性相结合的精细断层解释和构造制图

(3) 煤层气三维地震解释技术系列。

煤层气储层精细解释及综合预测评价技术主要有以下内容：

① 煤储层地震综合标定；

② 多属性精细断层解释和构造制图；

③ 煤层陷落柱解释；

④ 振幅、BP 神经网络、叠后反演等方法薄煤层预测；

⑤ 煤层气储层弹性参数分析；

⑥ AVO 反演、高亮体等(预测含气性)；

⑦ 基于地震地质信息的煤层气富集区综合评价。

图 96 所示的是多属性相结合的精细断层解释和构造制图技术，其内容包括多线＋时间切片解释、构造导向滤波、相干属性断层解释、曲率体属性断层解释、陷落柱识别与解释和精细速度建场及变速成图等。

(4) 综合研究储集层技术。

图 97 所示的是东方公司油藏地球物理研究中心采取综合技术研究储集层示意图。

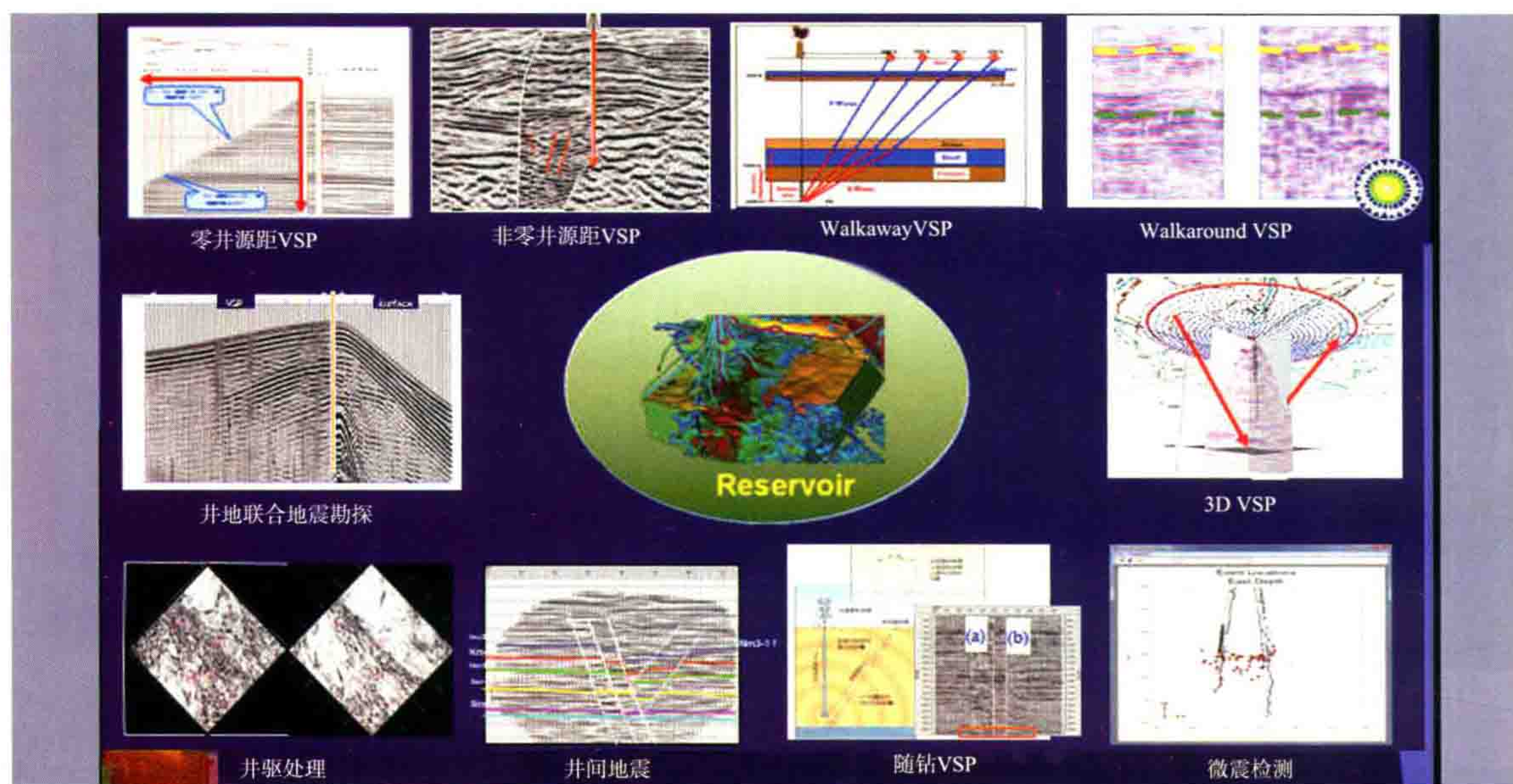


图 97 采用综合技术研究储集层

我的说明：

关于物探技术的进展情况就介绍到此为止。

下面想申明以下几点：

① 这篇介绍可供大家了解近年来的物探技术进步的动态及进展。

② 我本人对宽方位的效果持保留态度。例如塔里木的宽方位找振幅串珠异常成像效果有那么好，我看主要是覆盖次数增加了好几倍所致。又例如 ZG2 井用宽方位找地下裂缝方向与 FMI 测井对比有那么准，我看不一定。

③ 又如大庆油田的“315 工程”，领导提的指标要地震搞清 3 m 的断层、1 m 的储层。我看是说了过头话。

④ 对高密度采集的效果我在其他文章中论述过。现在都说高密度好，但是怎么样才是高密度谁也说不清。

⑤ 大家学任何东西都要抱着求实的态度。既虚心学习，又要多动脑筋，去粗取精，善于思索，才能不断前进。

再讲创新与求实：

如何创新？

不少人去找Geophysics黄皮书或Geophysical Prospecting绿皮书，而我认为创新寓于对“旧方法”的质疑。

如果相信书本上的东西都是对的，就无法创新。老师要培养学生的独立思考精神！

而质疑要从实践中来，没有实践无从创新！

研究生要多接触生产实践，“实践出真知”！

要注意培养自己的动手能力。

怎样求实？

勤学习，多思考，

求实效，辨真伪，

说真话，做实事。

中国海洋大学的校训“海纳百川”是林则徐说的，意思是“心胸宽广，兼容包纳”，现在被大家广泛引用。人们喜欢只要他的第一句话“海纳百川”，把它理解成学术上的“兼容包纳，集成百家”，这也对。但是一味包容，没有争论，你好我好，却也变成当今学术界的通病了。其实，林则徐后面还有一句“无欲则刚”就往往被大家遗忘了。它的意思是“只有自己没有私心，才能刚正不阿，坚持公正”。

【注】林则徐的原话有四句：“海纳百川，有容乃大；壁立千仞，无欲则刚。”前面两句说的是为人要“心胸宽广，宰相肚里能撑船”；后面两句说的是“只有不追求私利，不图升官发财，不怕罢官流放，才能刚正不阿，壁立千仞”。这思想才促使他敢于抗英焚烧英国人的鸦片。

说真话不容易。要追求真理，这是科技工作者的最基本的品质。

我今年做了三件事：

① 总结从业59年来的实践经验，完善了我写的三本书的初稿。

② 完成“三维圈闭分析——Trap-3D”，能够寻找构造，地层，岩性各种圈闭，并且能够计算“未动用储量”。

③ 从精确动校正出发，发现大炮检距会造成“假AVO”，大于45度入射角是不可取的，因此，可能VTI介质的“视各向异性”处理是不可取的。另外，我讨论了近来地震剖面的分辨率为什么愈来愈差。

注意：我这些工作都是在我的微机上实现的。我多年来自编的一整套“地震勘探理论试算SEISPLOT程序包”有力地帮助我完成了这些工作。

2012年1月

封面
书名
版权
目录